

CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO HIDROGEOLÓGICO DO CENOZÓICO NA BACIA DO BAIXO TEJO

MARIA MANUELA MALHADO SIMÕES

Dissertação apresentada à Universidade Nova de Lisboa para obtenção do grau
de Doutor em Geologia, na especialidade de Hidrogeologia

(2) Volume (Vol. I)

UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA

Faculdade de Ciências e Tecnologia
Departamento de Ciências da Terra
Centro de Estudos Geológicos

Monte de Caparica, 1998

Ao Professor

Telles Antunes

AGRADECIMENTOS

Expresso sinceros agradecimentos ao Professor M. Telles Antunes, Catedrático da Universidade Nova de Lisboa, grande conhecedor da Geologia do Cenozóico Português, especialmente das Bacias do Tejo e de Alvalade (Sado) orientador desta dissertação – pela ajuda prestada (observações científicas e correcção do texto) e por tantos outros aspectos relacionados com o meu ingresso e actividades no Departamento de Ciências da Terra da FCT/UNL e no Centro de Estudos Geológicos da mesma Universidade, desde 1986. A razão desta dissertação resulta da confiança que em mim depositou para abordar tão importante tema, por ele sugerido e de acordo com um parecer de F. Esteves Costa; conjugando simultaneamente: 1) a necessidade de estudo de síntese sobre a Hidrogeologia do Cenozóico da B. B. T., com o enorme interesse teórico, económico e estratégico de uma das regiões hidrogeológicas mais favoráveis do País e deste ponto de vista, 2) contribuir para o conhecimento pormenorizado (geológico) da Bacia.

Muito tenho a agradecer a P. Martinez Alfaro, Catedrático da Universidade Complutense de Madrid, especialista em Hidrogeologia, por ter correspondido da melhor maneira a solicitação de M. Telles Antunes, segundo sugestão de F. Esteves Costa, para colaborar na orientação da dissertação. Nunca esquecerei a forma atenciosa, paciente e simpática, com que sempre me recebeu em Madrid, das muitas vezes que lá me desloquei. Os ensinamentos que dele recebi, resultantes do seu conhecimento e experiência em estudos semelhantes efectuados em condições similares, ocorrentes na bacia terciária do Tejo na região de Madrid, foram imprescindíveis à análise e tratamento dos dados.

Relevante foi o apoio sempre prestado pelo Dr. F. Esteves Costa, Geólogo Assessor do Instituto Geológico e Mineiro e Professor convidado da FCT/UNL. Foi sempre com grande estímulo e entusiasmo que abordou todas as questões, mesmo as mais difíceis de ultrapassar, despertando sempre em mim o espírito de lutar, lutar sempre, sem deixar nunca instalarem-se a depressão e a renúncia. As críticas científicas decorrentes da leitura da primeira versão desta dissertação condicionaram o seu conteúdo e a sua estrutura.

O Professor F. d'Orey, responsável pelo grupo de disciplinas de Geologia Aplicada do Departamento de Ciências da Terra, onde se insere esta dissertação merece uma especial referência, por ter permitido que todo o processo inerente ao doutoramento decorresse de forma harmoniosa.

Agradeço ao Dr. Amaral Brites, responsável pelo Departamento de Hidrogeologia do Instituto Geológico e Mineiro, por ter tornado possível a execução de algum inventário de campo e o tratamento informático das sondagens hidrogeológicas. Enquadra-se aqui a actuação da estagiária, no IGM, Maria da Graça Santos, incumbida de executar trabalhos informáticos e cartográficos na área em causa.

Valioso foi o apoio e o incentivo do Professor João Pais nas interpretações geológicas das sondagens e no estabelecimento dos modelos paleogeográficos do Vale do Tejo, no Paleogénico e no Pliocénico.

A todos os Colegas, Pessoal Técnico e Administrativo do Departamento de Ciências da Terra um muitíssimo obrigado pela boa convivência e incentivos.

O meu colega Simão merece uma especial menção pelo apoio moral que sempre me deu no decurso de todo o trabalho.

À Fátima, Desenhadora no Departamento de Ciências da Terra (FCT/UNL), deve-se grande parte dos desenhos que acompanham esta dissertação.

Um carinho especial ao Pessoal Técnico e Administrativo do Instituto Geológico e Mineiro, nomeadamente à Eng^a Maria Luísa, à Isabel, à Ilda, à Adelaide, ao Arsénio, ao Abrantes, ao Fonseca e ao Alexandre, pela atenção e simpatia com que sempre me acolheram na fase de recolha e tratamento dos dados.

Ao Dr. Pimentel e à Dr^a Manuela Costa, Investigadores no GEPEP, a ajuda prestada na análise da informação arquivada no citado Gabinete, referente aos poços profundos efectuados na bacia do Tejo para pesquisa e exploração de petróleo.

Um reconhecido agradecimento a todas as Instituições que contribuíram para a realização desta dissertação, nomeadamente:

- Departamento de Ciências da Terra da FCT/UNL pelo suporte financeiro, meios informáticos e material diverso.
- Instituto Geológico e Mineiro pelos dados das sondagens hidrogeológicas, dados de inventário de campo, dados hidroquímicos, meios informáticos e material diverso.
- Departamento de Geodinâmica Externa da Universidade Complutense de Madrid por material diverso.
- JNICT (Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica), pela atribuição de uma bolsa de doutoramento, integrada no âmbito do programa Ciência e ulteriormente incluída no programa PRAXIS XXI,

que possibilitou as estadas em Madrid para contactos com o Prof. Alfaro, co-orientador da UNL.

- Centro de Estratigrafia e Paleobiologia (INIC) (extinto), no âmbito da Linha de Acção nº 1, pelos meios informáticos e material diverso.
- Centro de Estudos Geológicos (FCT/UNL), no âmbito da Linha de Investigação nº 1, meios informáticos e material diverso.
- Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleos), pelos dados geológicos e geofísicos de poços profundos, efectuados na bacia do Tejo, para pesquisa de petróleo.
- Direcção Geral dos Recursos Naturais, actual Instituto da Água, pelos dados hidroclimatológicos.
- Câmaras Municipais abrangidas pela área estudada (Alcochete, Almada, Almeirim, Alpiarça, Azambuja, Barreiro, Cartaxo, Chamusca, Coruche, Moita, Montijo, Palmela, Rio Maior, Santarém, Seixal, Sesimbra e Setúbal), pelos dados da exploração das captações profundas de águas potáveis para abastecimento público.

RESUMO

A Bacia Hidrográfica do Tejo, na parte portuguesa, constitui pela dimensão, situação geográfica, produtividade aquífera e qualidade das águas, a província hidrogeológica mais importante do País.

Sendo origem de água para os consumos domésticos, industriais e agrícolas de um vasto território, constitui para alguns Municípios, designadamente os da margem esquerda do rio Tejo, a única fonte alternativa viável de abastecimento.

Esta região deve reconhecer-se como “Reserva Hídrica Nacional” de excepcional valor estratégico, cuja preservação e protecção deverá ser garantida, para que as futuras gerações possam usufruir deste “bem público” nas melhores condições.

A análise crítica de dados de âmbito geológico, hidrogeológico e climatológico permitiu a compreensão da sequência litostratigráfica da região bem como da sua relação com o ciclo da água, o armazenamento e o escoamento subterrâneos, base para o estabelecimento do modelo proposto para a estrutura e comportamento hidrogeológico da Bacia.

ABSTRACT

The Portuguese section of the Tagus Hydrographic Basin represents the most important hydrogeological province of Portugal due to its dimension, aquiferous productivity, and the water quality.

Large areas benefit from this water resource, mainly those located on the left margin of the river, where it represents the major source of water supply for domestic, industrial and agricultural purposes.

Due to its exceptional strategic potential as a natural resource it is proposed that the region be recognized as a “Natural Hydric Reserve” so that the future generations can benefit from its use.

A critical analysis of geological, hydrogeological and climatological data allowed the understanding of the sedimentary sequence of this area and its relationship to the hydrologic cycle and to the groundwater flow. This was the basis for the establishment of the proposed model for the structure and the hydrogeological behaviour of the Basin.

SIMBOLOGIA E NOTAÇÕES

1º Capítulo

B - factor de gotejamento

GPEP - Gabinete para Pesquisa e Exploração de Petróleos

k' - permeabilidade vertical

$\log s$ - logaritmo do rebaixamento

$\log t$ - logaritmo do tempo

Q - caudal

r - raio

s - rebaixamento

S - coeficiente de armazenamento

t - tempo de bombagem

T - transmissividade

$W(u, r/B)$ - função do poço

ZCI - Zona Centro-Ibérica

ZOM - Zona de Ossa-Morena

2º Capítulo

19AC455 - furo nº 19 da carta militar nº 455

3º Capítulo

a - área de infiltração

b - taxa de infiltração

BH - bacia hidrográfica do rio Tejo

CC - capacidade de campo

DEF - défices

DGRAH - Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos

dR - variação de reserva de água utilizável no solo

dw - humidade do solo

E - evapotranspiração

E. GLOBAL - escoamento global

E. SUB - escoamento subterrâneo

EDP - Electricidade de Portugal

EPAL - Empresa Portuguesa das Águas Livres
ETP - evapotranspiração potencial
ETR - evapotranspiração real
EXC - excedentes
F. 1 - fórmula número 1
I - infiltração
CMD - Cenozóico na margem direita do rio Tejo
CME - Cenozóico na margem esquerda do rio Tejo
OO - Orla Ocidental
P - precipitação
 Q_0 - caudal no início do esgotamento
 Q_t - caudal no tempo t
R - escoamento
t - tempo decorrido de Q_0 a Q_t
TMM - temperatura média mensal
V - volume de água armazenado
ZCI - Zona Centro-Ibérica
ZOM - Zona de Ossa-Morena
 α – coeficiente de esgotamento

4º Capítulo

B - factor de gotejamento
D - densidade, ou número de captações por unidade de superfície
1/D - área média
E - eficiência da captação
F1- alinhamento tectónico número 1
gl - grau de liberdade
H - entropia
h - entropia relativa
 H_0 - hipótese de nulidade
n - número total de células
 n_i - número de furos por célula
 p_i - probabilidade de ocorrência do componente i
Q - caudal
 q_s - caudal específico
r - raio do furo
R - raio de influência

S - coeficiente de armazenamento

sp - rebaixamento na captação

T - transmissividade

Ta - temperatura do ar

Tg - temperatura da água

α - nível de significância

X² - teste estatístico qui quadrado

5º Capítulo

OMS - Organização Mundial de Saúde

SAR - Sodium adsorption ratio

UE - União Europeia

ÍNDICE

Dedicatória	II
Agradecimentos	III
Resumo	VI
Abstract	VII
Simbologia e notações	VIII
Índice	XI
Índice de figuras	XV
Índice de quadros	XXI
Prefácio	XXIV
1. Introdução	1
1.1. Objectivos	1
1.2. Antecedentes geológicos e hidrogeológicos	4
1.2.1. Antecedentes geológicos	4
1.2.2. Antecedentes hidrogeológicos	6
1.3. Metodologia	10
1.3.1. Estudo das sondagens hidrogeológicas	10
1.3.2. Estudo das colunas litológicas	10
1.3.3. Interpretação dos ensaios de bombagem	12
1.3.4. Qualidade das águas	13
1.3.5. Inventário de campo	14
1.3.6. Escoamento subterrâneo e superficial	15
2. Enquadramento geológico, geomorfológico e tectónico	16
2.1. Origem tectónica da Bacia, Controlo da sedimentação	16
2.1.1. Evolução paleogeográfica durante o Paleogénico, Influências na sedimentação	28
2.1.2. Evolução paleogeográfica durante o Miocénico, Influências na sedimentação	34
2.1.3. Evolução paleogeográfica durante o Pliocénico e o Plisto-Holocénico, Influências na sedimentação	39
2.2. Geologia	46
2.2.1. Miocénico	47
2.2.1.1. Região de Águas de Moura (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 39-A)	48
2.2.1.2. Região de Setúbal (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 38-B)	49
2.2.1.3. Região de Santo Estêvão (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 35-A)	50
2.2.1.4. Região de Mora (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 35-B)	51
2.2.1.5. Região de Santo Isidro de Pegões (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 35-C)	51

2.2.1.6. Região de Loures (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 34-B)	52
2.2.1.7. Região de Lisboa (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 34-D)	52
2.2.1.8. Região de Santarém (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-A)	55
2.2.1.9. Região de Chouto (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-B)	56
2.2.1.10. Região de Coruche (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-C)	56
2.2.1.11. Região de Montargil (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-D)	56
2.2.1.12. Região de Bombarral (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 30-B)	57
2.2.1.13. Região de Alenquer (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 30-D)	57
2.2.1.14. Região de Vila Nova de Ourém (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 27-A)	58
2.2.1.15. Região de Torres Novas (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 27-C)	58
2.2.1.16. Região de Abrantes (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 27-D)	59
2.2.1.17. Região de Caldas da Rainha (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 26-D)	60
2.2.1.18. Espessuras máximas do Miocénico, reconhecidas em sondagem	61
2.2.2. Pliocénico	62
2.2.2.1. Região de Águas de Moura (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 39-A)	62
2.2.2.2. Região de Setúbal (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 38-B)	63
2.2.2.3. Região de Santo Estêvão (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 35-A)	63
2.2.2.4. Região de Mora (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 35-B)	64
2.2.2.5. Região de Santo Isidro de Pegões (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 35-C)	64
2.2.2.6. Região de Loures (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 34-B)	64
2.2.2.7. Região de Lisboa (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 34-D)	65
2.2.2.8. Região de Santarém (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-A)	67
2.2.2.9. Região de Chouto (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-B)	67
2.2.2.10. Região de Coruche (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-C)	67
2.2.2.11. Região de Montargil (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-D)	67
2.2.2.12. Região de Bombarral (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 30-B)	68
2.2.2.13. Região de Alenquer (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 30-D)	68
2.2.2.14. Região de Abrantes (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 27-D)	68
2.2.2.15. Região de Caldas da Rainha (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 26-D)	69
2.2.2.16. Espessuras máximas do Pliocénico, reconhecidas em sondagem	70
2.2.3. Plisto-Holocénico	70
2.2.3.1. Região de Santo Estêvão (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 35-A)	71
2.2.3.2. Região de Mora (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 35-B)	71
2.2.3.3. Região de Loures (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 34-B)	71
2.2.3.4. Região de Lisboa (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 34-D)	
2.2.3.5. Região de Santarém (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-A)	

2.2.3.6. Região de Coruche (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 31-C)	72
2.2.3.7. Região de Alenquer (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 30-D)	72
2.2.3.8. Região de Torres Novas (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 27-C)	73
2.2.3.9. Região de Abrantes (Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, folha 27-D)	73
2.2.3.10. Espessuras máximas do Plisto-Holocénico, reconhecidas em sondagem	74
2.4. Geomorfologia e Orografia	74
2.5. Tectónica	76
3. Enquadramento hidroclimatológico	81
3.1. Hidrologia	81
3.1.1. Afluentes na margem direita do Tejo	85
3.1.2. Afluentes na margem esquerda do Tejo	86
3.2. Climatologia	88
3.2.1. Elementos do Clima	93
a) Temperatura do ar	94
b) Precipitação	95
c) Evapotranspiração potencial (ETP)	98
d) Evapotranspiração real (ETR)	99
e) Balanço hídrico	100
3.2.2. Excedentes hídricos	103
3.2.2.1. Escoamento superficial	104
a) Aproveitamento dos recursos hídricos superficiais	107
3.2.2.2. Escoamento subterrâneo	109
a) Aplicabilidade do método empírico na estimativa do escoamento subterrâneo	112
3.2.3. Recarga dos aquíferos	117
a) Infiltração na margem direita do rio Tejo	118
b) Infiltração na margem esquerda do rio Tejo	125
c) Exploração dos recursos hídricos subterrâneos	128
3.2.4. Verificação da veracidade dos parâmetros estimados	130
4. Reconhecimento hidrogeológico	135
4.1. Distribuição geográfica das captações	136
4.1.1. Índices de concentração	138
4.2. Profundidade das captações	140
4.3. Caudal específico-transmissividade	142
4.4. Tempo de estabilização e valor de B	150
4.5. Estudo do nível da água-fluxos subterrâneos	152
4.6. Hidrogeoquímica	155
4.6.1. Evolução química	155
4.6.2. Composição da água subterrânea natural	158

4.6.3. Dados disponíveis	159
a) Origem dos dados e cálculos estatísticos	161
b) Análise de parâmetros com interesse	161
4.6.4. Relação qualitativa das águas com o reservatório	177
4.6.5. Contribuição da composição físico-química das águas para o reconhecimento hidrogeológico	179
4.6.6. Composição físico-química das águas	190
a) Miocénico	190
b) Pliocénico	192
c) Mio-Pliocénico	194
d) Plisto-Holocénico	195
4.6.7. Análise comparativa das águas subterrâneas no Cenozóico do Baixo Tejo	196
4.6.8. Fenómenos modificadores	209
a) Ambientes redutores	209
b) Intercâmbio iónico	212
c) Intrusão marinha	213
4.6.9. Águas termais na Bacia do Tejo	218
4.6.9.1. Origem da temperatura das águas subterrâneas	218
4.6.9.2. Análise das temperaturas observadas na Bacia	219
4.6.9.3. Temperaturas observadas	221
4.6.9.4. Relações entre a temperatura das águas, a mineralização e a profundidade	224
4.6.9.5. Relações entre o termalismo e a tectónica	228
5. Qualidade das águas subterrâneas	232
5.1. Classificação para uso doméstico	232
5.2. Classificação para uso agrícola	235
6. Vulnerabilidade do sistema aquífero	237
6.1. Contaminação por águas salinas	238
6.2. Contaminação por compostos nitrogenados	238
6.2.1. Distribuição da contaminação pelo sistema aquífero	239
7. Unidades aquíferas	244
7.1. Subunidade aquífera miocénica	246
7.2. Subunidade aquífera pliocénica	247
7.3. Subunidade aquífera plisto-holocénica	248
8. Conclusões	250
9. Bibliografia	258

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1 - Situação geográfica	3
Fig. 2.1 - Localização dos perfis geológicos transversais	18
Fig. 2.2 - Modelo paleogeográfico do Vale do Tejo durante o Paleogénico	35
Fig. 2.3 - Modelo paleogeográfico do vale do Tejo durante o Pliocénico	43
Fig. 2.4 - Geografia actual do Vale do Tejo	44
Fig. 2.5 - Mapa geológico e tectónica do Cenozóico da Bacia do Baixo Tejo	79-80
Fig. 3.1 - Rede hidrográfica do Tejo (bacias dos afluentes)	83
Fig. 3.2 - Evolução anual das temperaturas médias mensais	95
Fig. 3.3 - Evolução anual da evapotranspiração potencial e real nas CMD, CME e BH	100
Fig. 3.4 - Caudais mínimos médios anuais em estações hidrométricas situadas na bacia hidrográfica do rio Tejo (DGRAH, 1986, séries entre 1976 e 1990)	105
Fig. 3.5 - Evolução cronológica do caudal das nascentes de Olhos de Água, no rio Alviela, em relação com a variação da precipitação registada na estação climatológica de Porto de Mós, entre Outubro de 1990 e Setembro de 1993	114
Fig. 3.6 - Evolução dos caudais médios mensais (10 anos de observações) das nascentes de Olhos de Água com a precipitação média mensal registada na estação climatológica de Minde (42 anos de observações), no ano hidrológico médio	117
Fig. 3.7 - Zona de recarga das nascentes dos Olhos de Água (Alviela), no Maciço Calcário Estremenho (55 km ²)	121
Fig. 3.8 - Zona de recarga das nascentes do Almonda, no Maciço Calcário Estremenho (75 km ²)	124
Fig. 4.1 - Profundidade aquífera média atingida pelas captações	141
Fig. 4.2 - Transmissividade média do sistema aquífero cenozóico do Baixo Tejo, calculada pelo método de Theis	143
Fig. 4.3 - Modelo de distribuição da transmissividade	144
Fig. 4.4 - Modelo de distribuição do caudal específico	145
Fig. 4.5 - Diagrama de dispersão dos pares T-qs	147
Fig. 4.6- Relação entre transmissividade e caudal específico	148
Fig. 4.7 - Rendimento das captações no Cenozóico do Baixo Tejo	149
Fig. 4.8 - Tempo médio de estabilização dos níveis hidrodinâmicos nas captações ensaiadas	151
Fig. 4.9 - Superfície piezométrica do sistema aquífero cenozóico do Baixo Tejo	153
Fig. 4.10 - Histograma de distribuição das análises físico-químicas executadas no período compreendido entre 1954 e 1997	160
Fig. 4.11 - Representação, em diagrama de Stiff, dos principais grupos hidrogeoquímicos reconhecidos no Cenozóico do Baixo Tejo	180 181

Fig. 4.12 - Classificação iónica de Piper das águas subterrâneas do Cenozóico do Baixo Tejo	189
Fig. 4.13 - Variação da mineralização com a profundidade	193
Fig. 4.14 - Mineralização das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	196
Fig. 4.15 - Comparação da mineralização das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas quanto à mineralização, relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo	197
Fig. 4.16 - Temperatura das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico. Comparação com a temperatura média anual	197
Fig. 4.17 - Comparação da temperatura das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com a temperatura das águas anómalas do ponto de vista químico, relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a temperatura média anual	198
Fig. 4.18 - Concentração de sílica nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	198
Fig. 4.19 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de sílica	199
Fig. 4.20 - Dureza das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	199
Fig. 4.21 - Comparação da dureza das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo	200
Fig. 4.22 - Concentração de cloreto nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	200

Fig. 4.23 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de cloreto	201
Fig. 4.24 - Concentração de sulfato nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	201
Fig. 4.25 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de sulfato	202
Fig. 4.26 - Concentração de bicarbonato nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	202
Fig. 4.27 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de bicarbonato	203
Fig. 4.28 - Concentração de nitrato nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	203
Fig. 4.29 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de nitrato	204
Fig. 4.30 - Concentração de sódio nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	204
Fig. 4.31 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de sódio	205
Fig. 4.32 - Concentração de potássio nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	205

Fig. 4.33 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de potássio	206
Fig. 4.34 - Concentração de cálcio nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	206
Fig. 4.35 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de cálcio	207
Fig. 4.36 - Concentração de magnésio nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico	207
Fig. 4.37 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de magnésio	208
Fig. 4.38 - Variação da concentração de bicarbonato em função da redução de sulfato	212
Fig. 4.39 - Variação da relação $Cl^-/SO_4^{=}$ com a mineralização	216
Fig. 4.40 - Comparação entre a temperatura da água subterrânea dos furos e a temperatura ambiente vigente durante a medição	220
Fig. 4.41 - Comparação entre a temperatura da água subterrânea das nascentes e a temperatura ambiente vigente durante a medição	221
Fig. 4.42 - Correlação entre Tg-Ta e a profundidade dos furos	224
Fig. 4.43 - Correlação entre Tg-Ta e a mineralização da água captada nos furos	225
Fig. 4.44 - Correlação entre a mineralização e a profundidade da água captada em furos	225
Fig. 4.45 - Correlação entre Tg-Ta e a profundidade da água captada em furos com profundidade inferior a 140 m	226
Fig. 4.46 - Correlação entre Tg-Ta e a profundidade da água captada em furos com profundidade superior a 140 m	227
Fig. 4.47 - Correlação entre a temperatura da água de nascente “termal” no Pliocénico e a mineralização	228

Fig. 4.48 - Prováveis alinhamentos tectónicos hercínicos no Vale do Tejo, definidos pela localização de nascentes e furos termais de baixa entalpia	230
Fig. 5.1 - Diagrama de potabilidade das águas do Miocénico, para uso doméstico	233
Fig. 5.2 - Diagrama de potabilidade das águas do Pliocénico, para uso doméstico	234
Fig. 5.3 - Diagrama de potabilidade das águas do Plisto-Holocénico, para uso doméstico	234
Fig. 5.4 - Diagrama SAR - Classificação para uso agrícola de 50 amostras de águas do Miocénico, Pliocénico e Plisto-Holocénico, segundo o método do U.S. SALINITY LABORATORY STAFF	235
Fig. 7.1 - Subunidades aquíferas no Cenozóico do Baixo Tejo	246
Fig. 7.2 - Espessura máxima do Pliocénico, em sondagem	248
Perfis geológicos:	
Perfil 1	19
Perfil 2	19
Perfil 3	19
Perfil 4	19
Perfil 5	20
Perfil 6	20
Perfil 7	20
Perfil 8	20
Perfil 9	21
Perfil 10	21
Perfil 11	22
Perfil 12	22
Perfil 13	23
Perfil 14	23
Perfil 15	24
Perfil 16	24
Perfil 17	25
Perfil 18	25
Perfil 19	26
Perfil 20	26
Perfil 21	27
Perfil 22	27
P1 - Perfil longitudinal do rio Tejo	89
P2 - Perfil longitudinal do rio Ponsul	89
P3 - Perfil longitudinal do rio Ocresa	89
P4 - Perfil longitudinal do rio Zêzere	89
P5 - Perfil longitudinal do rio Almonda	89
P6 - Perfil longitudinal do rio Alviela	89

P7 - Perfil longitudinal do rio Maior	89
P7a - Perfil longitudinal da ribeira de Alcobertas	89
P7b - Perfil longitudinal da ribeira de Almoster	90
P8 - Perfil longitudinal do rio Ota	90
P9 - Perfil longitudinal do rio Alenquer	90
P10 - Perfil longitudinal do rio Trancão	90
P11 - Perfil longitudinal da ribeira de Loures	90
P12 - Perfil longitudinal do rio Sever	90
P13 - Perfil longitudinal da ribeira de Nisa	90
P14 - Perfil longitudinal da ribeira de Ulme	90
P15a - Perfil longitudinal da ribeira da Raia	91
P15b - Perfil longitudinal da ribeira da Seda	91
P15c - Perfil longitudinal da ribeira de Sor	91
P15d - Perfil longitudinal da ribeira de Erra	91
P15e - Perfil longitudinal da ribeira de Tera	91
P15f - Perfil longitudinal da ribeira de Divor	91
P16a - Perfil longitudinal da ribeira de Lavre	91
P16b - Perfil longitudinal da ribeira de Canha	91

ÍNDICE DE QUADROS

2.1 - Espessuras máximas do Miocénico, reconhecidas em sondagem (espessuras dos arenitos calco-argilosos, equivalentes das divisões V e VII definidas na região de Lisboa)	60
2.2 - Espessuras máximas do Pliocénico reconhecidas em sondagem (espessuras dos arenitos finos a grosseiros esbranquiçados)	69
2.3 - Espessuras máximas do Plisto-Holocénico, reconhecidas em sondagem (espessuras das cascalheiras quaternárias e aluviões)	74
2.4 - Sistemas montanhosos da bacia hidrográfica e altitudes máximas	75
2.5 - Furos com localização próxima que permitiram detectar desníveis anómalos explicáveis pela ocorrência de fracturas	78
3.1 - Rios e ribeiras afluentes do Tejo, em Portugal	82
3.2 - Caudal médio anual escoado no Tejo e afluentes	84
3.3 - Superfície ocupada pelas bacias dos rios e ribeiras afluentes	84
3.4 - Afluentes do rio Tejo: comprimento do curso de água, cotas na nascente e na foz	88
3.5 - Distribuição das temperaturas médias mensais (TMM) ao longo do ano	94
3.6 - Precipitações médias mensais nas margens esquerda e direita do rio Tejo e na bacia hidrográfica	96
3.7 - Frequência das precipitações. Número médio de dias com precipitação superior a 1 mm e 10 mm	97
3.8 - Evapotranspiração potencial nas CMD, CME e BH	98
3.9 - Evapotranspiração real nas CMD, CME e BH	99
3.10 - Balanço hidrológico no Cenozóico da margem direita do Tejo	101
3.11 - Balanço hidrológico no Cenozóico da margem esquerda do Tejo	101
3.12 - Balanço hidrológico na bacia hidrográfica do Tejo	102
3.13 - Distribuição da precipitação e dos excedentes nas margens direita e esquerda do Tejo e na bacia hidrográfica	102
3.14 - Volumes hídricos envolvidos anualmente na bacia hidrográfica do Tejo (volume precipitado, perdas por evapotranspiração e excedentes gerados)	103
3.15 - Estações hidrométricas na rede hidrográfica do Tejo	104
3.16 - Volumes efluentes e lançados nas principais barragens da rede hidrográfica do Tejo no período de 1976/77	108
3.17 - Escoamentos médios anuais global e subterrâneo na margem direita do Tejo	110
3.18 - Escoamentos médios anuais global e subterrâneo na margem esquerda do Tejo	111
3.19 - Escoamentos médios anuais global e subterrâneo na bacia hidrográfica do Tejo a montante de Santarém	111
3.20 - Análise da curva de esgotamento da nascente de Olhos de Água, no Alviela	115
3.21 - Taxa de infiltração nas sub-bacias dos afluentes da margem direita do rio Tejo	118

3.22 - Taxa de infiltração nas bacias dos afluentes da margem esquerda do Tejo	126
3.23 - Balanço hidrológico, em ano médio, nas unidades aquíferas da bacia hidrográfica do Baixo Tejo	134
4.1 - Estatística da distribuição das captações. Aplicação do teste χ^2	137
4.2 - Distribuição dos furos de captação pelo aquífero cenozóico do Baixo Tejo	138
4.3 - Concentração do ião sódio (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	162
4.4 - Concentração do ião potássio (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	163
4.5 - Concentração do ião cálcio (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	164
4.6 - Concentração do ião magnésio (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	165
4.7 - Concentração do ião sulfato (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	166
4.8 - Concentração do ião bicarbonato (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	167
4.9 - Concentração do ião cloreto (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	168
4.10 - Concentração do ião nitrato (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	169
4.11 - Concentração do ião ferro (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	170
4.12 - Concentração da sílica (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	171
4.13 - Oxidabilidade (mg/l de O ₂ consumido) das águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	172
4.14 - Variação da dureza (graus franceses) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	172
4.15 - Variação da alcalinidade (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	173
4.16 - Variação do resíduo seco (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	174
4.17 - Variação da condutividade (mho/cm) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	174
4.18 - Variação do pH nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	175
4.19 - Variação da temperatura (°C) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo. Alguns parâmetros estatísticos	176
4.20 - Fluxo Abrantes-Ulme. Evolução da qualidade da água	182

4.21 - Fluxo Chouto-Almeirim/Alpiarça. Evolução da qualidade da água	182
4.22 - Fluxo Ponte de Sor-Salvaterra/Glória do Ribatejo. Evolução da qualidade da água	183
4.23 - Fluxo Lavre-Benavente/Alcochete. Evolução da qualidade da água	184
4.24 - Profundidade mínima alcançada pelas águas subterrâneas na margem esquerda do Tejo, estimada pelo geotermómetro da sílica	184
4.25 - Extensão da influência do diapiro de Pinhal Novo (Lagameças-Lavre). Evolução da qualidade da água	185
4.26 - Zona de mistura natural entre águas de diferentes aquíferos. Águas com composição química intermédia	186
4.27 - Fluxo transversal ao rio, nas regiões de Almoester, Santarém, Alenquer, Ota e Torres Novas	186
4.28 - Fluxo de orientação N-S entre Pernes e Vila Nova da Rainha	187
4.29 - Influência das águas salinas de Rio Maior sobre as águas subterrâneas na região de Cartaxo	187
4.30 - Qualidade das águas no Plisto-Holocénico. Inversão da salinidade por efeito da rega	188
4.31 - Qualidade da água do rio Tejo	190
4.32 - Qualidade da água no Miocénico de fácies carbonatada	191
4.33 - Qualidade da água no Miocénico de fácies detrítica	192
4.34 - Qualidade da água no Miocénico de Setúbal	193
4.35 - Qualidade da água no Pliocénico	194
4.36 - Qualidade da água no Mio-Pliocénico	195
4.37 - Qualidade da água no Plisto-Holocénico	215
4.38 - Intrusão marinha no Miocénico	215
4.39 - Intrusão marinha no Pliocénico	216
4.40 - Intrusão marinha no Plisto-Holocénico	222
4.41 - Furos no Vale do Tejo com águas quentes ($T > 20^{\circ} \text{C}$)	222
4.42 - Nascentes no Vale do Tejo com águas quentes	223
4.43 - Temperaturas médias anuais do ar no Vale do Tejo (INMG, 1981)	227
4.44 - Variação estatística da temperatura das águas subterrâneas do Pliocénico e do Miocénico face à temperatura atmosférica média anual	239
6.1 - Concentração do ião nitrato nas águas subterrâneas de furos, poços e nascentes, nos últimos 40 anos	240
6.2 - Concentração do ião nitrato nas águas subterrâneas de furos, poços e nascentes	242
6.3 - Concentração do ião nitrato nas águas do Miocénico	242
6.4 - Concentração do ião nitrato nas águas do Pliocénico	243
6.5 - Concentração do ião nitrato nas águas do Plisto-Holocénico	245
7.1 - Subunidades aquíferas no Cenozóico do Baixo Tejo	

PREFÁCIO

O desenvolvimento de tema desta índole é hoje, mais do que nunca, urgente e pertinente, dada a importância que assume o abastecimento de água às populações, para os diversos fins.

A crescente degradação da qualidade das águas superficiais e a sua vulnerabilidade face à reposição, devido à aleatoriedade das precipitações, bem como a exploração irracional das águas subterrâneas, tornam estes estudos imprescindíveis.

A falta de conhecimento da estrutura hidrogeológica, a ausência de planificação da exploração e a ineficácia da fiscalização têm facilitado o avanço da contaminação dos aquíferos, ao invés de se caminhar para a sua protecção.

A acção conjugada de fenómenos modificadores da qualidade físico-química, radioquímica e bacteriológica das águas (poluição e invasão marinha) em algumas zonas do sistema aquífero adquire dimensões preocupantes se atendermos que poderia ter sido evitada por uma eficiente construção das obras de captação, ou controlada a fonte de contaminação. A conexão de aquíferos de características diferentes mais ou menos expostos à contaminação, de acordo com a profundidade e a existência de camadas menos permeáveis, tem levado à mistura de águas de boa qualidade com outras de qualidade inferior, poluídas. A sobreexploração do sistema aquífero em zonas próximas dos estuários dos rios Tejo e Sado contribuiu para a salinização irreversível das águas por avanço da interface água doce-água salgada, como aconteceu na Península de Metrena (Setúbal) e nas margens do rio Tejo, no Seixal, Barreiro, Montijo, Alcochete, Alverca, Vila Franca de Xira, Castanheira e Azambuja.

A crescente ocupação humana e o aumento da área urbana, a indústria que ainda resiste, instalada no leito dos rios, alguma agricultura, avicultura e pecuária são as principais causas da contaminação e degradação da qualidade das águas subterrâneas.

Por termos aqui, no Baixo Tejo, o maior e o mais importante reservatório natural de águas subterrâneas do País; por constituir a única fonte de abastecimento de alguns municípios e constituir possível recurso futuro de outros, actualmente fornecidos por águas superficiais de barragem, torna-o estratégico e obrigatória a sua preservação. Com mais razão ainda, se assumirmos a acessibilidade a actos de vandalismo, em momentos de crise, a que o armazenamento de águas superficiais está sujeito (barragens),

comprometendo o abastecimento de água potável e mesmo a saúde pública dos habitantes da área urbana dele dependente.

O armazenamento superficial para abastecimento público é cada dia mais problemático, devido ao depauperamento das águas das barragens por acção de fenómenos de eutrofização, agravado por actividades lúdicas efectuadas nos lençóis de água e, também, pela construção de habitações geradoras de efluentes domésticos, nas suas margens.

Apesar da importância dos recursos hídricos subterrâneos da Bacia do Tejo, a enorme extensão e complexidade dos depósitos cenozóicos têm dificultado bastante a interpretação hidrogeológica, restringindo o aparecimento de estudos neste âmbito. Os poucos trabalhos que existem sobre tal tema referem-se praticamente à zona aluvionar e à Península de Setúbal.

1. INTRODUÇÃO

1.1. OBJECTIVOS

Este trabalho tem por objectivo contribuir para o conhecimento da Geologia e Hidrogeologia do Cenozóico da Bacia do Baixo Tejo e tentar estabelecer um modelo hidrogeológico, paleogeográfico, tectónico e sedimentológico.

A abordagem do tema surge por sugestão do Professor M. Telles Antunes, aquando do meu ingresso como Assistente Estagiária no Departamento de Ciências da Terra da Universidade Nova de Lisboa, para o grupo de disciplinas de Geologia Aplicada. Inseriu-se na área de actuação da Linha de acção nº 1 do extinto Centro de Estratigrafia e Paleobiologia do INIC, da responsabilidade do mesmo Professor, continuada no novo Centro de Estudos Geológicos da UNL .

Em Março de 1987, iniciaram-se os trabalhos com a recolha de informação geológica e hidrogeológica e já algum tratamento informático, no âmbito das provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, prestadas em Janeiro de 1991.

Contou-se, desde sempre, com a colaboração do Dr. F. Esteves Costa, Geólogo Assessor no IGM e Professor convidado da FCT/UNL, especialista em Hidrogeologia.

Na sequência dos trabalhos, verificou-se, por sugestão de F. Esteves Costa, a conveniência de obter o apoio externo do Prof. P. Martinez Alfaro, da Universidade Complutense de Madrid. Este prontamente acedeu, correspondendo a solicitação de M. Telles Antunes, em colaborar na orientação dos trabalhos hidrogeológicos, ajudando desde logo a elaborar o índice preliminar. A experiência resultante de estudo similar na bacia terciária do Tejo, na região de Madrid, foi relevante para a análise e interpretação dos dados de que dispúnhamos.

O estudo restringiu-se essencialmente ao Cenozóico que se estende ao longo do Vale do Tejo, desde Constância até Setúbal, enquadrado pelos paralelos 6º 30' 00" e 9º 40' 00" de longitude W, e pelos meridianos 37º 00' 00" e 40º 46' 00" de latitude N, da rede geodésica europeia.

É limitado a oeste e a noroeste pelos depósitos margo-carbonatados mesozóicos, por "arrife" correspondente a um escarpado de falha complexo, associado a acidente tectónico inverso, que coloca as formações mesozóicas a

cavalgarem os sedimentos da Bacia. Contornado pelo Maciço Antigo, a norte e a nordeste, assenta sobre o soco pré-câmbrico xisto-migmatítico e granítico das Zonas Centro-Ibérica (ZCI) e de Ossa-Morena (ZOM). A sul, liga-se à Bacia de Alvalade (segundo nomenclatura sugerida por Antunes em 1986) em parte, da qual se separa pelo horst de Valverde. Abre-se para o Oceano numa extensa área limitada a norte e a sul pelas serras de Sintra e Arrábida, respectivamente. Abrange os depósitos representados na Cartografia Geológica de Portugal (IGM) na escala 1:50 000, nas folhas nºs: 26-D, 27-A, 27-B, 27-C, 27-D, 28-C, 30-B, 30-D, 31-A, 31-B, 31-C, 31-D, 32-A, 34-B, 34-C, 34-D, 35-A, 35-B, 35-C, 38-A e 39-A (Fig. 1.1).

O estudo apoiou-se numa colectânea de dados geológicos e hidrogeológicos de valor incalculável, arquivados nos últimos 50 anos no Instituto Geológico e Mineiro. Referem-se a 1155 relatórios técnicos de sondagens hidrogeológicas para pesquisa e eventual captação de águas subterrâneas, com profundidade média de 153 m, máxima de 604 m e mínima de 10 m. Foram efectuadas por empresas da especialidade, nomeadamente Personda, A. Cavaco, J. Keller, T. Duarte e Hidroobras.

A sua importância pode ser também avaliada pelos custos da sua construção. Se tomarmos como referência o custo médio de cada metro de perfuração 20 000 escudos, sabendo que, no total, foram considerados para estudo 175 954 m de sondagem, o custo da informação recolhida orça em, pelo menos, 3 465 540 contos. Apesar dos dados nem sempre serem os melhores nem os mais adequados, seria impossível consegui-los expressamente para um estudo desta natureza, devido às elevadas verbas envolvidas.

Dos relatórios das sondagens constam descrições litológicas das camadas atravessadas ao longo da perfuração; elementos hidrogeológicos, como sejam, níveis hidrostáticos e hidrodinâmicos, caudais específicos e ensaios de bombagem; e aspectos da qualidade das águas expressos em boletins de análises físico-químicas.

Às sondagens anteriores juntámos dados recolhidos durante o inventário de campo, correspondentes a 1000 furos de captação e a 600 nascentes, distribuídos pela área estudada. No inventário de campo tivemos sempre em conta referências administrativas e a localização dos pontos de água, temperatura das águas e do meio ambiente, condutividade e presença de nitratos. Foram colhidas também amostras de águas para ulterior análise físico-química em laboratório. No Instituto Geológico e Mineiro foram analisadas 394 análises, propositadamente para este trabalho.

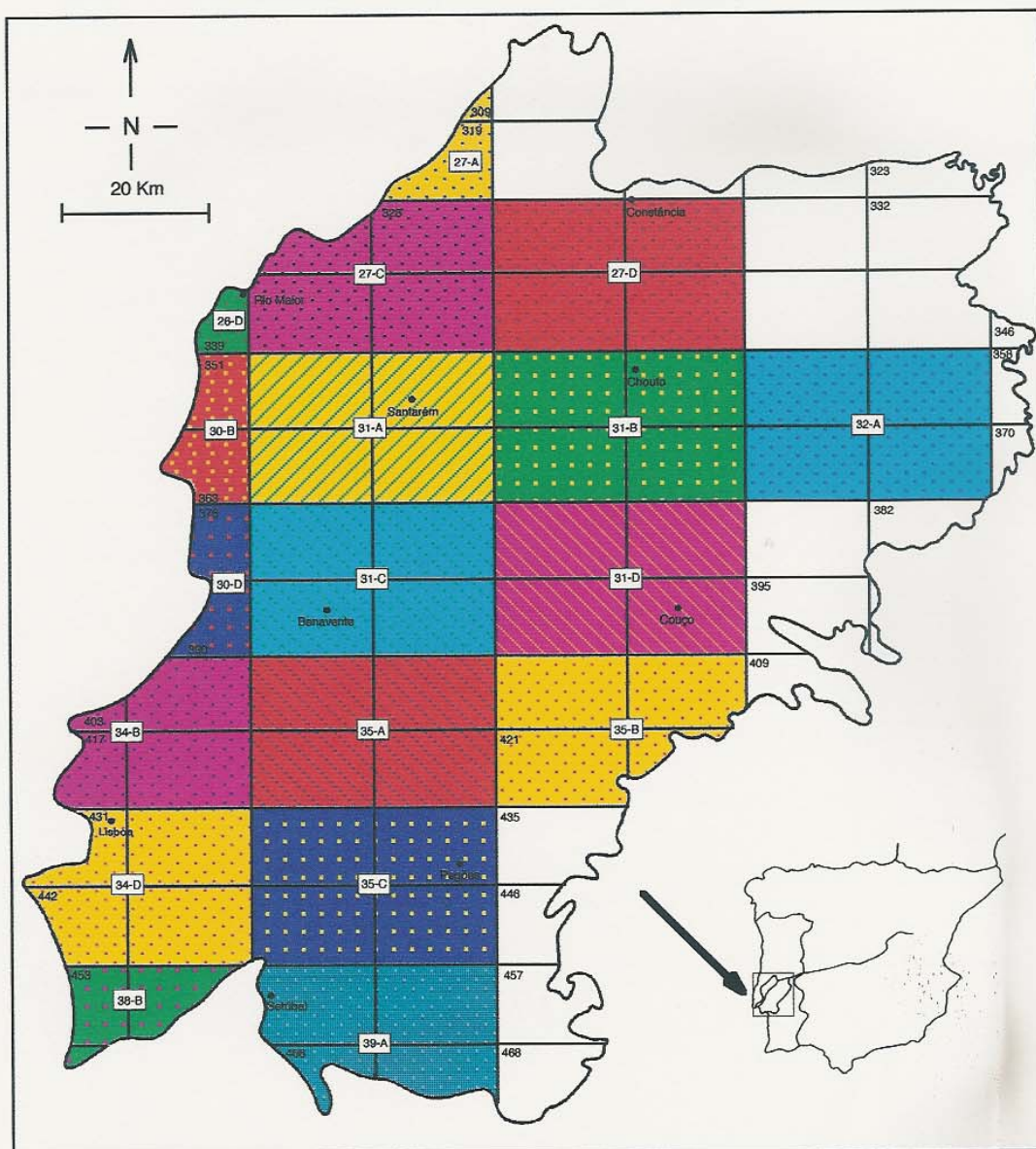


Fig.1.1 - Situação geográfica

Carta Geológica de Portugal (IGM); escala 1: 50 000
(somente estão representadas as cartas publicadas)

Folhas n. os

26-D	Caldas da Rainha	31-D	Montargil
27-A	Vila Nova de Ourém	32-A	Ponte de Sor
27-C	Torres Novas	34-B	Loures
27-D	Abrantes	34-D	Lisboa
30-B	Bombarral	35-A	Santo Estêvão
30-D	Alenquer	35-B	Mora
31-A	Santarém	35-C	Santo Isidro de Pegões
31-B	Chouto	38-B	Setúbal
31-C	Coruche	39-A	Águas de Moura

(309) Carta Militar (SCE); escala 1: 25 000

Para a análise hidroclimatológica foram estudados estatisticamente, via informática, cerca de 93 000 registos de precipitações médias mensais, provenientes de 42 estações climatológicas e postos udométricos, distribuídos pelas bacias hidrográficas dos rios Tejo e Sado (cerca de 25 642 km²).

Aos elementos precedentes juntámos outros, geológicos, hidrogeológicos e hidroquímicos, que constam do arquivo do Instituto da Água, referentes a 1851 furos de captação, situados nas áreas abrangidas pelas cartas militares, na escala 1:25 000, folhas nºs 309 a 311, 319, 320, 328 a 331, 340 a 344, 351 a 356, 363 a 368, 376 a 380 e 390 a 392.

Para confirmação da estrutura hidrogeológica idealizada, foram consultados relatórios de 7 “poços” profundos (Barreiro 1, 2, 3 e 4, Montijo 1, Pinhal Novo 1, Samora 1) com a profundidade máxima de 3611 m, cedidos pelo Gabinete para Pesquisa e Exploração de Petróleos (GPEP).

1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS E HIDROGEOLÓGICOS

1.2.1. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Reportam-se ao período pombalino as primeiras considerações acerca da geologia de Lisboa e devem-se ao Padre TEODORO DE ALMEIDA (1762) quando na Tarde XXXV, com o tema “Do Globo da Terra considerando em si mesmo e da sua Atmosfera”, aborda assuntos de índole geológica e paleontológica.

Quase meio século depois LINK (1808) refere-se à região do cabo Espichel.

ANDRADA E SILVA (1815) tece a propósito da Mina de Ouro da Adiça considerações acerca dos depósitos pliocénicos, descrevendo um corte na Arriba Litoral a sul da Fonte da Telha.

ESCHWEGE (1831) apresenta estudo bastante completo sobre a região entre as serras de Sintra e Arrábida.

SHARPE (1834/42/50) estuda a bacia na sua parte vestibular. Descreve a série marinha de Lisboa, ao mesmo tempo que estabelece escala estratigráfica. Correlaciona estes depósitos com outros, continentais, do Ribatejo.

Com CARLOS RIBEIRO (1866/71/76), o conhecimento do Cenozóico (embora às vezes pouco rigoroso) sofre grande impulso. C. Ribeiro apresenta ao Congresso Internacional de Geologia (1878) a primeira sucessão estratigráfica

desde a Formação vulcânica de Lisboa-Mafra até aos depósitos arenosos pliocénicos. Considerava síncronos os calcários de Almoester, Santarém e Tomar.

Em 1899, Choffat & Delgado separaram do Miocénico o “Complexo de Benfica”, por eles considerado como Oligocénico. Ficou por definir a posição dos calcários e conglomerados entre o Carregado e a Ota. Por ocasião do 8º Congresso Geológico Internacional, subdividiram o Miocénico em lacustre e marinho, reportando o “Complexo de Benfica” ao Oligocénico e segregando o “Complexo Basáltico”, de posição estratigráfica inferior.

ROMAN & TORRES (1907) foram autores de um estudo, ainda hoje tido como referência, acerca da Paleontologia e Estratigrafia do Neogénico Continental da margem direita do Tejo. Iniciaram a série terciária por um conglomerado de base considerado Oligocénico (segundo eles, síncrono do “Conglomerado de Benfica”), ao qual se sobrepunham os calcários da Quinta da Marquesa e, a estes, o conglomerado do Carregado e da Ota. Consideraram que os calcários do Cartaxo e de Santarém representavam o topo da série. Subdividiram o Terciário em superior, médio e inferior sob as camadas do Quaternário e Moderno.

Com CHOFFAT (1908), surgem as primeiras considerações tectónicas, a propósito da Cadeia da Arrábida. Admite as bacias como sendo depressões tectónicas da Meseta, limitadas, parcialmente, por falhas. ANDRADE (1933) vai mais longe, apesar de limitações devidas à falta de elementos comprovativos. Apresenta interpretação singular, pertinente e objectiva, sobre a tectónica do estuário do Tejo e suas consequências na evolução do percurso do rio.

Deve-se a COTTER (obra póstuma, 1956) estudo importante, ainda actual, acerca do Miocénico marinho de Lisboa, desde o Burdigaliano ao Tortonian.

A quase totalidade da cartografia geológica à escala 1:50 000, abrangida pela área em estudo, é da autoria de Zbyszewski. Mantendo-se fiel ao esquema proposto por Torres, mas preferindo a designação global de Sarmato-Pontiano para o complexo detrítico de Archino, apresenta em 1941, 1953 e 1954 esquema estratigráfico para a série continental do Ribatejo, a propósito da Carta Geológica de Santarém.

HAGUENAUER (1966) sobre temática “*Diastrophismo et sédimentation: interprétation sédimentologique et géochimique de la série néogène marine du bassin du Tage (Portugal)*” apresenta coluna estratigráfica para o Neogénico de Lisboa, muito bem estabelecida em acordo com a teoria das séries rítmicas de LOMBARD, mas que, segundo ANTUNES & CARVALHO (1967), “...malheureusement, ne correspond nullement aux réalités du terrain. On y

remarque, notamment, l'omission de plusieurs niveaux calcaires, dont les principaux sont: le calcaire de Prazeres (1 ère assise à Venus ribeiro, appartenant à la zone I, d'après Berkeley Cotter); le "banco real" (Burdigalien III); le calcaire de Casal Vistoso (Helvétien V-a1); celui de Musgueira (Helvétien V-a3); le calcaire de Quinta das Conchas (Helvétien V-c); et, enfin, celui de Marvila (Helvécien VI-c)." Em 1970, após análise ciclotemática da sedimentação do Neogénico da Bacia do Tejo, admite a existência de interações entre a sedimentação e a tectónica.

CARVALHO (1968) separa os depósitos terciários do Baixo Tejo em séries detríticas, de acordo com a composição mineralógica, na sequência de estudos sedimentológicos.

Antunes estuda os vertebrados do Miocénico português (1960/67/69/70/71/73/79/83/84/86/89). Em 1971, tomando por base as divisões de Cotter, considera o Miocénico marinho de Lisboa associado a ciclos sedimentares, seis para o Miocénico e um para o Pliocénico, enquadrados por uma transgressão e pela regressão seguinte. Data com certa precisão as jazidas com fauna de vertebrados do Miocénico continental e propõe correlação com a série marinha de Lisboa. Admite pela primeira vez o sincronismo entre os calcários de Freiria de Rio Maior e os do Cartaxo e Almoster. Demonstra (com PAIS, 1986) a ocorrência nas Bacias do Tejo e de Alvalade de depósitos formados durante dois movimentos transgressivos, durante o Serravaliano sup. e o Tortonian inf. e do Messiniano final-Zancleano inf.

Concluiu (1986), após estudos precisos, que a Bacia do Tejo (incluindo a parte norte da denominada "bacia do Sado") e a Bacia de Alvalade funcionaram como unidades morfológicas e estruturais distintas, separadas por relevos paleozóicos.

PAIS (1981), na sequência dos estudos paleobotânicos desenvolvidos por C. Teixeira, estuda os aspectos paleobotânicos e palinológicos da vegetação do Miocénico da parte ocidental da Bacia cenozóica do Tejo desde o Miocénico inferior até à parte inferior do Miocénico superior, importantes no estabelecimento da Estratigrafia e de reconstituições paleoclimáticas. Com ANTUNES (1983), propõe evoluções climáticas durante o Miocénico, em Portugal, desde o Aquitaniano até o Messiniano a partir de dados paleozoológicos e paleobotânicos.

AZEVEDO (1982), a propósito do sinclinal de Albufeira (península de Setúbal), delimita e procede à caracterização sedimentológica da Formação vermelha de Marco Furado, do Conglomerado de Belverde, e do Miocénico

Terminal, apresentando aspectos gerais da evolução paleogeográfica e paleoclimática.

BARBOSA & REIS (1989) consideram que os “arenitos de Ulme” e os conglomerados da serra de Almeirim definem, sobre o Miocénico superior, uma sequência deposicional limitada por descontinuidades erosivas, a qual regista, do tecto para a base, uma migração progressiva e progradante das fácies do bordo para o centro da Bacia como resposta a movimentos tectónicos.

BARBOSA (1995) estuda a Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia terciária do Baixo Tejo e as suas relações com o eustatismo e a tectónica. Conclui existirem 3 etapas de enchimento da Bacia. A primeira do Eocénico médio ao Oligocénico, a segunda etapa, possivelmente, do Chatiano ao Tortoniano inferior e a terceira do Tortoniano ao Quaternário.

1.2.2. ANTECEDENTES HIDROGEOLÓGICOS

Se muito se avançou no conhecimento da Geologia do Cenozóico da Bacia do Baixo Tejo, o mesmo não se pode dizer da Hidrogeologia, no momento praticamente desconhecida. A situação agrava-se se considerarmos que os estudos efectuados se divorciam da problemática evolutiva da Bacia e do seu enquadramento geológico, paleontológico, paleogeográfico e estratigráfico.

As “aluviões” do Tejo têm suscitado o maior interesse, traduzido no maior número de trabalhos que lhes são consagrados. Tal advém do facto de nelas se localizarem alguns dos mais importantes furos de captação de águas subterrâneas que, durante vários anos, constituíram importante componente do abastecimento de água potável à cidade de Lisboa.

A importância da península de Setúbal, de que resulta elevada incidência de aparecimento de trabalhos práticos, deve-se à grande taxa de ocupação populacional e industrial e à quase ausência de recursos hídricos superficiais.

Os primeiros estudos hidrogeológicos conhecidos datam de 1855. Devem-se a Pezerat. São consequentes da dificuldade de abastecimento de água potável a Lisboa, que se agudizava desde o século 18, altura em que se construiu o Aqueduto das Águas Livres, para canalizar águas subterrâneas captadas nos arredores, para abastecerem os chafarizes da cidade. Os recursos cedo se tornaram escassos, porque a bacia de alimentação era pouco extensa e pouco produtiva. Os trabalhos incidiram sobre as nascentes do Bairro Oriental e as que alimentavam o Aqueduto.

Só nos anos 30, os estudos hidrogeológicos adquirem importância e grande incremento, quando se lançou a ideia de captar águas aluvionares na margem direita do rio Tejo, numa faixa de 17 km de comprimento e 62 km² de superfície.

A propósito das aluviões do Tejo, PRINZ & WIELAND (1936) consideraram que a sua principal fonte de alimentação provinha do Maciço Calcário Estremenho, via superfície e subterrânea. Avaliaram a precipitação média anual, na aluvião, em 720 mm/ano. Consideraram o aquífero aluvionar constituído por duas camadas produtivas, uma com 20 m de espessura e outra com 30 m, situadas sob camada argilosa contínua que as protegia do efeito das marés, evitando a salinização das águas. Admitiram duas direcções de fluxo hídrico subterrâneo, uma paralela ao percurso do rio e outra perpendicular.

Fleury dedica grande parte da sua obra ao esclarecimento das relações entre águas subterrâneas e estrutura geológica. Tendo em vista solucionar o problema do abastecimento à cidade de Lisboa, estudou as pequenas bacias hidrográficas de Lisboa e as aluviões do Tejo. Concluiu que as bacias de Lisboa não possuíam recursos superficiais suficientes devido à grande irregularidade e variabilidade do regime hidrológico, sendo má a qualidade das águas pela elevada mineralização. Relativamente às aluviões, localiza as melhores zonas em Sacavém, Carregado, Azambuja, Cartaxo, Vale de Santarém, Alcanhões e Azinhaga.

Branco apaixonou-se pela Hidrogeologia das aluviões do Tejo, a ponto de lhe dedicar numerosos trabalhos (1946/49/53/54/55/56/58/58a/62); nunca deixou de preconizar estudos esclarecedores de dúvidas, quanto às fontes de alimentação, regime hidrológico e hidráulico, que não descurassem as variações da qualidade química das águas.

Em 1973, tem início um processo plurianual, negociado entre o Governo Português e as Nações Unidas, que compromete as partes a estudar e a avaliar os recursos hídricos subterrâneos da Península de Setúbal. Neste contexto da responsabilidade do técnico francês TRAC (1980) e executado por técnicos portugueses, aparece o modelo matemático (bicamada) para simular o funcionamento hidráulico do aquífero Mio-Pliocénico.

É da autoria do Eng.º Moitinho de Almeida a primeira abordagem global sobre as águas subterrâneas do Cenozóico do Baixo Tejo. Em 1977, por incumbência da empresa Profabril, ficou de apresentar um estudo acerca do armazenamento. Adianta valores para as transmissividades entre $3,5 \times 10^{-3}$ m²/s, em Espadanal, e 4×10^{-2} m²/s, em Metrena, e o coeficiente de armazenamento de 10^{-3} , em Valada, 7×10^{-4} , na Siderurgia Nacional, e 8×10^{-5} , em Soltroia. O

balanço hidrológico permitiu-lhe estimar a precipitação média anual ($4,2 \times 10^9$ m³/ano); o escoamento médio anual (10^9 m³/ano); a infiltração ($0,298 \times 10^9$ m³/ano) e as perdas por evapotranspiração (451 mm/ano).

MENDONÇA (1991) apresentou à Universidade de Coimbra uma dissertação para obtenção de grau de Doutor, acerca do sistema aquífero aluvionar do Vale do Tejo, desde Vila Nova da Barquinha a Alverca. Teve por principal objectivo reproduzir, por intermédio de um modelo numérico tridimensional, o escoamento no sistema aquífero.

Em 1993, a Comissão de Coordenação da Região de Lisboa e Vale do Tejo, a Direcção Geral dos Recursos Naturais, a Operação Integrada de Desenvolvimento da Península de Setúbal, a Associação dos Municípios do Distrito de Setúbal e a Empresa Portuguesa das Águas Livres (EPAL) celebraram um protocolo que atribuía à EPAL a coordenação e responsabilização pela efectivação da elaboração de estudos e projectos, visando o reforço global do abastecimento de água à península de Setúbal.

Referente a este tema, SARAMAGO & MIRANDA (1994) escrevem: “No âmbito daquele protocolo surge a primeira fase dos estudos de caracterização dos aquíferos e dos consumos de água na Península de Setúbal. Tratou-se de um estudo de natureza estratégica que, visando questionar as orientações que têm sido seguidas e as práticas delas decorrentes e, ao mesmo tempo, estabelecer limites de orientação para o futuro, tinha como objectivos principais:

- a estimativa das necessidades de água até ao ano 2020 e da sua distribuição espacial na Península de Setúbal;
- a avaliação dos recursos hídricos utilizáveis da região, nomeadamente das águas subterrâneas, que podiam ser exploradas sem pôr em causa a sua qualidade;
- a antevisão da inevitável evolução dos sistemas e origens de água, preparando-os antecipadamente para satisfazerem as futuras necessidades de abastecimento dos grandes consumidores urbanos, industriais e agrícolas”.

Dos estudos retiraram-se conclusões de ordem quantitativa e qualitativa, capazes de influenciar futuros desenvolvimentos. Dentre outro tipo de conclusões, as que dizem respeito directamente ao aquífero são (SARAMAGO & MIRANDA, *loc. cit.*):

“– os recursos hídricos subterrâneos na Península de Setúbal, ainda disponíveis, atingem os 400 000 m³/dia ($146 \text{ hm}^3/\text{ano}$);

– no horizonte do projecto (2020), os recursos hídricos subterrâneos poderão satisfazer, na totalidade ou parcialmente, os consumos que se registarem, dependendo o grau de satisfação da evolução das necessidades de

água, da manutenção da qualidade das águas dos aquíferos e da relação entre o custo de água produzida na região e da água importada de bacias hidrográficas vizinhas;

- as futuras obras de captação terão de ser disseminadas e localizadas na zona interiormente fronteira da Península de Setúbal, por forma a evitar o aparecimento de problemas derivados da intrusão da cunha salina e a facilitar a afluência dos escoamentos subterrâneos provenientes de áreas a montante da Península;

- à medida que os consumos aumentam e as potencialidades do aquífero são exploradas mais profundamente a cota piezométrica no local baixa drasticamente;

- se as novas origens de água forem executadas na área de influência de furos e poços já existentes, o rebaixamento dos níveis piezométricos dará origem à progressiva inutilização e desadaptação das estruturas actuais;

- as características da água captada e a captar obrigam a um esquema de tratamento relativamente completo, com custos de exploração e manutenção importantes.

A geometria das formações geológicas permite considerar dois aquíferos principais, um superficial, livre, e outro profundo, confinado a semi-cativo, separados por um aquitardo.”

1.3. METODOLOGIA

1.3.1. ESTUDO DAS SONDAGENS HIDROGEOLÓGICAS

A metodologia seguida baseou-se essencialmente na análise estatística e qualitativa dos elementos geológicos e hidrogeológicos que constam dos relatórios de captações de águas subterrâneas, arquivados nos últimos 50 anos no Instituto Geológico e Mineiro, no INAG e nos Municípios de Lisboa e Vale do Tejo, totalizando 1284 pontos, distribuídos por toda a área.

Tais elementos careciam de estudo apurado, dada a sua riqueza e valor económico. Desde sempre se revelaram de grande importância, mesmo que, em certos casos, a qualidade não corresponda às expectativas. Apesar de se tratar de colectânea referente a numerosos furos de captação, nem todos os relatórios consultados incluíam análises físico-químicas das águas e nem todos os dados dos ensaios de bombagem eram interpretáveis. Ainda assim, foram estudadas 755 análises físico-químicas e interpretados 222 ensaios de caudal.

Um relatório de captação de águas subterrâneas inclui os elementos seguintes:

- localização; coordenadas rectangulares M e P (Gauss) ou planta, à escala 1:25 000, da localização;
- coluna litológica descritiva do meio atravessado desde a boca do furo até à base;
- níveis hidrostáticos e hidrodinâmicos;
- comprimento e localização do maciço filtrante;
- posição dos ralos;
- método de perfuração;
- caudal de exploração;
- caudal específico;
- análise físico-química das águas;
- ensaio de bombagem;
- registo geofísico.

1.3.2. ESTUDO DAS COLUNAS LITOLÓGICAS

A análise das colunas litológicas pode ser de grande importância se contribuir para a definição da estrutura geológica, suporte dos processos

hidrogeológicos. A interpretação das descrições litológicas foi tarefa árdua. Há problemas que derivam das diversas escalas utilizadas na execução dos desenhos e de descrições, nem sempre as melhores, apesar de se ter verificado possuírem certo rigor e serem fidedignos, como ulteriormente tivemos oportunidade de verificar através de correlações entre os furos.

Tais dificuldades foram contornadas por via informática, por meio da utilização de programa específico que permitiu colocar todas as colunas à mesma escala, e tornando possível o estabelecimento de correlações entre furos próximos. A diversidade nas classificações, devidas aos sondadores das diversas empresas, quando abordadas, tal qual surgiam, produziu imensas perturbações impeditivas da síntese. Em fase avançada dos trabalhos, decidimos simplificar as colunas. Assim, as descrições litológicas foram substituídas por comportamentos hidrogeológicos; em vez de termos grande diversidade de tipos litológicos (que, na maioria dos casos, eram bastante próximos), passámos a trabalhar com níveis produtivos e não produtivos, consoante a presença ou ausência de sedimentação argilosa. Leitos de areias muito argilosas e de argilas significavam, para nós, níveis não produtivos; os leitos de areias finas, médias a grosseiras, às vezes pouco argilosas, eram para nós os níveis produtivos. De tal abordagem resultou, à partida, grande contraste entre o Pliocénico e o Miocénico, principalmente na Península de Setúbal, onde era possível seguir esta sucessão.

Quando colocadas lado a lado colunas próximas, em comparação com uma referência, que se tornou determinante, e que era o limite a partir do qual ocorria sedimentação carbonatada, tudo se foi encaixando ao ponto de conseguirmos, através de critérios sedimentológicos (por exemplo a dimensão dos grãos e a cor do sedimento), localizar-nos nas unidades estratigráficas previamente estudadas e descritas na bibliografia, em depósitos de superfície. Esta abordagem possibilitou o estabelecimento do modelo geológico para toda a área, representado em pormenor pelo conjunto dos 22 perfis. A separação entre os arenitos calco-margosos miocénicos, que podem ser seguidos, em profundidade, nos furos de toda a margem esquerda e parte, da margem direita do rio Tejo, e as areias esbranquiçadas, às vezes avermelhadas, finas, com variações mais grosseiras, às vezes argilosas, consideradas pliocénicas, não foi difícil. Porém, dificuldades surgiram em separar o Pliocénico do Plisto-Holocénico, cujas fácies, essencialmente detríticas, eram muito semelhantes. Surge aqui, por sugestão do Prof. Alfaro, a aplicação de metodologia expedita aplicada com sucesso na Bacia de Madrid, onde as condições sedimentológicas se poderão assemelhar, porém, com algumas diferenças, por exemplo nas

grandes quantidades de sepiolite e paligorskite. Este método começou a ser aplicado a depósitos do Miocénico ao Plisto-Holocénico. No entanto, houve insucesso devido à presença de carbonatos nas camadas miocénicas. Pretendia, o Prof. Alfaro, distinguir (em profundidade ou em extensão) conjuntos litológicos com componentes detríticos semelhantes, através de gráficos da história da sedimentação. Eram esperadas, de montante para jusante, três zonas: a primeira (mais distal) a montante, com características mais grosseiras; uma zona intermédia, de transição, onde a percentagem de sedimentação de grosseiros e de pelitos seria semelhante; e, por fim, junto da foz, zona de sedimentação predominantemente pelítica.

O método consistia em traçar curvas de variação da espessura acumulada de níveis detríticos (areias e areias pouco argilosas) com a profundidade, para cada furo de sondagem. Os pontos lançados definiam segmentos de recta de inclinação relacionável com a quantidade relativa de argila presente na sedimentação. Este procedimento permitiu separar as areias pliocénicas das camadas plisto-holocénicas superiores, predominantemente argilosas.

O modelo estabelecido a separar Miocénico, Pliocénico e Plisto-Holocénico concorda com a ordem de grandeza dos caudais específicos calculados em cada caso. Furos a captar o Miocénico registam baixos caudais específicos (entre 0,02 l/s/m e 1,7 l/s/m), enquanto no Pliocénico os valores são maiores (de 0,03 l/s/m a 12,4 l/s/m). Nos furos a explorar simultaneamente o Miocénico e o Pliocénico a aleatoriedade dos caudais específicos é marcante e depende da espessura aquífera de cada um, bem como das suas características hidráulicas no local de implantação do furo.

As limitações resultantes das pequenas profundidades atingidas foram contornadas pela consulta de sondagens geológicas e geofísicas profundas.

1.3.3. INTERPRETAÇÃO DOS ENSAIOS DE BOMBAGEM

Os ensaios considerados neste estudo caem no grupo dos “well test”, isto é, o objectivo principal da sua realização é calcular o rendimento da captação. A sua interpretação leva a conhecimento limitado do aquífero por permitir obter pouca informação a seu respeito.

A interpretação baseou-se no método de coincidência de Walton-Hanstush (CUSTODIO & LLAMAS, 1976, p. 676), para furos em aquíferos

semiconfinados em regime não permanente. A fórmula que traduz o comportamento do aquífero é:

$$s = \frac{Q}{4 \pi T} W(u, \frac{r}{B})$$

com

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t}, \quad B = \sqrt{\frac{T}{k' / B}}$$

s	– rebaixamento
r	– raio
k'	– permeabilidade vertical
B	– factor de gotejamento
t	– tempo de bombagem
Q	– caudal
T	– transmissividade do aquífero
S	– coeficiente de armazenamento do aquífero
W (u, r/B)	– função do “poço”

A representação gráfica, em papel logarítmico, dos rebaixamentos (log s) medidos ao longo do tempo (log t) de bombagem permite, por sobreposição à curva teórica, determinar a transmissividade (T), o coeficiente de armazenamento (S), a drenância do aquífero (k') e o factor de gotejamento (B).

Alguns relatórios incluíam dados (rebaixamentos e tempos) de ensaios realizados no furo de captação, pelo que só calculámos a transmissividade.

A quase totalidade das curvas obtidas cai no grupo das curvas típicas de aquíferos semiconfinados, proposto por Walton-Hanstush, quer se trate de furos no Miocénico, no Pliocénico, no Plisto-Holocénico, ou em ambos. Este facto, leva a crer tratar-se de aquíferos semiconfinados com relações complexas de fluxos e níveis.

Para os furos que não incluíam dados de ensaios de bombagem, foi possível determinar a transmissividade por correlação linear com os caudais específicos.

Depois de determinadas as transmissividades, procedeu-se, em cada sistema aquífero, à análise estatística (média, mediana, valores mínimos, valores máximos e desvio padrão) das características hidráulicas.

1.3.4. QUALIDADE DAS ÁGUAS

A qualidade das águas subterrâneas, resumida em boletins de análise físico-química, onde conste a concentração em alguns elementos maiores, vestigiários e oligoelementos, revela-se de grande utilidade no reconhecimento hidrogeológico, pelas indicações que fornece acerca das relações entre meio geológico e meio aquoso.

A evolução da composição físico-química é importante no reconhecimento hidrogeológico porque pode reflectir influências da litologia do aquífero, do local ou dos terrenos atravessados, do ambiente físico-químico durante o tempo de permanência no aquífero e, também, denunciar a ocorrência de fenómenos modificadores.

O estudo estatístico da composição físico-química das águas captadas nos furos arquivados no IGM e de outros pontos de água inventariados e analisados no âmbito deste trabalho, pelos motivos apontados, assumiu capital importância na definição e limitação de unidades aquíferas, na detecção de áreas de recarga e descarga, na comprovação de definição de sentidos de escoamento, no reconhecimento de fenómenos modificadores e ocorrências de poluição e na detecção de acidentes tectónicos profundos.

Regra geral, os parâmetros físico-químicos e os elementos químicos mais analisados são:

- Condutividade
- pH
- Resíduo seco a 180⁰ C
- Sílica
- Dureza total
- Cloretos
- Sulfatos
- Bicarbonatos
- Nitratos
- Sódio
- Potássio
- Cálcio
- Magnésio

1.3.5. INVENTÁRIO DE CAMPO

Em zonas de deficiente cobertura, a falta de elementos foi compensada pela recolha de dados durante o inventário de campo.

Fizeram-se “in situ” algumas determinações físico-químicas das águas: temperatura, condutividade, pH e conteúdo de nitratos.

Os dados compilados e de inventário (localização do ponto de água, litologia do local e do aquífero explorado, profundidade do furo ou poço, níveis piezométrico e dinâmico, caudais extraídos) foram melhorados e acrescentados a outros, provenientes de análises laboratoriais de amostras colhidas para o efeito. A interpretação destes dados pode ser dificultada por desconhecimento da profundidade dos furos de captação e do aquífero captado. A comparação com águas de captações próximas, fundamentadamente classificadas, ajudava a contornar a questão. O confronto com a composição físico-química de águas de furos vizinhos, onde se conhece a zona aquífera explorada, permite agrupar águas com a mesma origem. Tornaram-se úteis e determinantes os parâmetros de comparação como a dureza e a mineralização.

Anomalias nas temperaturas das águas, ou seja, superiores em 3 °C à temperatura ambiente média anual para a região, são possíveis indicadores de ascensões de águas profundas. A sua localização poderá apontar ocorrência de alinhamentos tectónicos importantes.

Os dados de inventário devem ser sempre actualizados e controlados periodicamente (em intervalos de tempo dependente da amplitude das flutuações e do rigor pretendido), principalmente os de carácter não permanente, como a profundidade do nível piezométrico e o quimismo das águas. Esta recomendação, indiscutivelmente aceite, não foi passível de ser cumprida por dificuldades restritas à grande extensão da área em estudo.

1.3.6. ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO E SUPERFICIAL

Normalmente, os cursos de água incluem nos seus caudais globais fluxos subterrâneos, em maior ou menor grau, provenientes do armazenamento aquífero e de acordo com as suas características geométricas, hidrodinâmicas e época do ano em que é feita a observação.

Os caudais escoados nos rios, durante a época das chuvas, devem-se na sua grande parte à escorrência superficial, mas, na estiagem, são as águas subterrâneas que predominam ou têm a exclusividade da alimentação fluvial.

Registos de caudais globais, medidos em estações hidrométricas da rede de drenagem da bacia hidrográfica, permitem ponderar o escoamento subterrâneo relativamente ao superficial, se considerarmos que os caudais mínimos mensais, registados em cada ano hidrológico, são devidos exclusivamente à alimentação aquífera.

A ser assim, a percentagem da parcela subterrânea relativamente ao escoamento global daria uma estimativa da infiltração a montante da estação.

Esta metodologia permitiu-nos verificar as diferenças de infiltração eficaz de acordo com a litologia dos afloramentos drenados, quando a estação tinha uma localização estratégica na rede de drenagem (nos limites de diferentes litologias).

2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO, GEOMORFOLÓGICO E TECTÓNICO

2.1. ORIGEM TECTÓNICA DA BACIA. CONTROLO NA SEDIMENTAÇÃO

As Bacias do Tejo e do Mondego diferenciam-se em região outrora ocupada pela Bacia Lusitânica, na sequência da acção de fase tectónica pré-pirenaica durante o Eocénico. A reactivação secundária (induzida pela colisão das placas africana e euro-asiática) de falhas hercínicas, Ponte de Sor, Vale do Tejo, Gavião e Benavente, de orientação NE-SW, sensivelmente paralelas à da Messejana, gera sistema de *grabens* e *horsts* precursor da Bacia do Tejo.

Na dependência da estruturação terciária da Península Ibérica, durante a orogenia pirenaica, surgem, no Eocénico, enchimentos nas Bacias do Douro, Oviedo, Ebro, Tejo, Calatayud-Teruel, sul pirenaica, em Espanha, e, em Portugal, nas Bacias do Mondego, Lousã e Beira Alta (ANTUNES; CASANOVAS; CUESTA; CHECA; SANTAFÉ & AGUSTI, 1997).

A direcção de convergência das tensões roda durante o Miocénico para NNW-SSE (TAPPONNIER, 1977). A rotação é responsável pela orientação que o campo de tensões vai tomando relativamente aos sistemas de falhas pré-existentes, principalmente as orientadas para os quadrantes NE-SW (BARBOSA, 1996). Estas deixam de actuar em regime tractivo e passam, no Miocénico final, a regime compressivo. As falhas dos quadrantes W-E, por rejogo inverso, levam ao levantamento da Cordilheira Central (RIBEIRO, 1988).

O regime compressivo de actuação da fracturação poderá ter motivado a intrusão diapírica de materiais plásticos pouco densos (margas salíferas do Hetangiano) na margem direita do Tejo, em Rio Maior, ao longo de acidente tectónico de orientação NE-SW, no contacto este, com os calcários da Serra de Montejunto. Em consequência terá surgido *graben* na região entre Cartaxo e Santarém, área onde ocorreu importante sedimentação carbonatada no decurso do Miocénico médio a superior. A fracturação culmina em Rio Maior, na “Bacia de afundimento”, cuja subsidência se relacionará com a ascensão, por compressão, das *margas da Dagorda*, que afloram a montante.

Apesar da complexidade dos mecanismos envolvidos (tectónica e eustatismo) na sedimentogénese que a controlaram, os sedimentos que preenchem a Bacia reflectem, de certo modo, a natureza das rochas que os cederam, as características do relevo, do clima existente na altura da sua

formação, dos agentes de erosão, do transporte que sofreram e do ambiente onde se depositaram.

As variações climáticas determinadas para o Cenozóico baseiam-se nas indicações dadas por associações de fauna e flora fósseis, encontradas em jazidas bem datadas.

No Eocénico o clima seria subtropical a tropical, húmido e quente (PAIS, 1992) sofrendo agravamento no Eocénico superior (ANTUNES, 1998); no Miocénico inferior, seria tropical a subtropical húmido; no Burdigaliano terminal, mais quente e mais húmido; no Langhiano, surgem indicações de climas temperados; no Serravaliano, tropical húmido; e no Tortonian inferior, clima temperado seco (PAIS, 1989). Para o Pliocénico as indicações são escassas, embora se admita aumento significativo da humidade.

À Bacia chegavam acarreios de diversas proveniências, tanto longitudinais como transversais, de acordo com a rede de drenagem instalada, em consequência do desmantelamento dos relevos que a circundavam. A bacia era preenchida por detritos sólidos e/ou em solução, oriundos da Orla Ocidental Mesozóica e do Maciço Antigo.

Os relevos que a enquadram tiveram importância na sua génese e determinaram a sua evolução, com destaque para as elevações da Cordilheira Central, a norte; o Maciço Calcário Estremenho e a serra de Sintra, a oeste; a serra de São Mamede, os calcários de Estremoz e a serra de Ossa, a este; e a sul, a serra da Arrábida. São frequentes ao longo dos tempos manifestações no enchimento da Bacia de elementos detríticos de quartzito, xisto, grauvaques, granitos, sienitos, gabros, basaltos, arenitos e carbonatos.

As influências marinhas, durante episódios marcantes da sua evolução, também controlaram a sedimentação, principalmente na zona mais vestibular. Nestas condições as sequências são influenciadas pelo eustatismo que se sobrepõe provavelmente à tectónica (BARBOSA, 1995), mesmo quando ela é causadora de grandes perturbações (subsidência e soerguimento) durante os processos de erosão e sedimentação. Quando não se consegue separar a componente eustática da tectónica (são evidentes os casos de acumulação na bacia controlada e motivada por acidentes tectónicos que actuaram durante a deposição), mesmo assim, estamos perante um eustatismo relativo (BARBOSA, *op. cit.*). Para BARBOSA, 1995, as Unidades Tectono-sedimentares, embora enquadradas por roturas tectónicas de carácter local ou regional, não possuem a dimensão nem a abrangência dos movimentos eustáticos globais do mar.

As grandes crises eustáticas (descida ou inflexão eustática negativa) que marcam a deposição na Bacia do Tejo aconteceram aos 68 Ma, 30 Ma e 9,5 Ma

sensivelmente, na passagem do Mesozóico ao Cenozóico, do Oligocénico inferior ao superior e no Serravaliano superior (BARBOSA, *op. cit.*)

Ao abrigo de condicionantes eustáticas, tectónicas, climáticas e topográficas, a erosão e deposição na Bacia seguem direcções orientativas preferenciais, de acordo com a localização das fontes de alimentação, ou seja, da localização dos relevos e o gradiente, segundo modelo não estacionário, mas variável ao longo do tempo. Este facto acentua aspectos particulares nos depósitos que, embora com características gerais comuns, denotam influências marcantes da fonte de alimentação que se situa mais próximo, na dependência da qual se formaram. Justifica-se assim, por exemplo, a grande assimetria na Bacia ao nível da distribuição da sedimentação carbonatada, mais incidente na margem direita, junto ao Maciço Calcário Estremenho, de certa forma, na região de Lisboa e Arrábida, por influência dos depósitos carbonatados e, a este, perto das manchas calcárias do Paleozóico (calcários de Estremoz).

A interpretação e classificação das sondagens hidrogeológicas (de acordo com a Estratigrafia estabelecida em afloramentos) permitiram traçar, de montante para jusante, 22 perfis transversais ao eixo principal da Bacia (Fig. 2.1; Perfil 1 ao 22), que nos poderão ajudar a esclarecer os mecanismos que controlaram a sedimentogénese durante o Cenozóico.

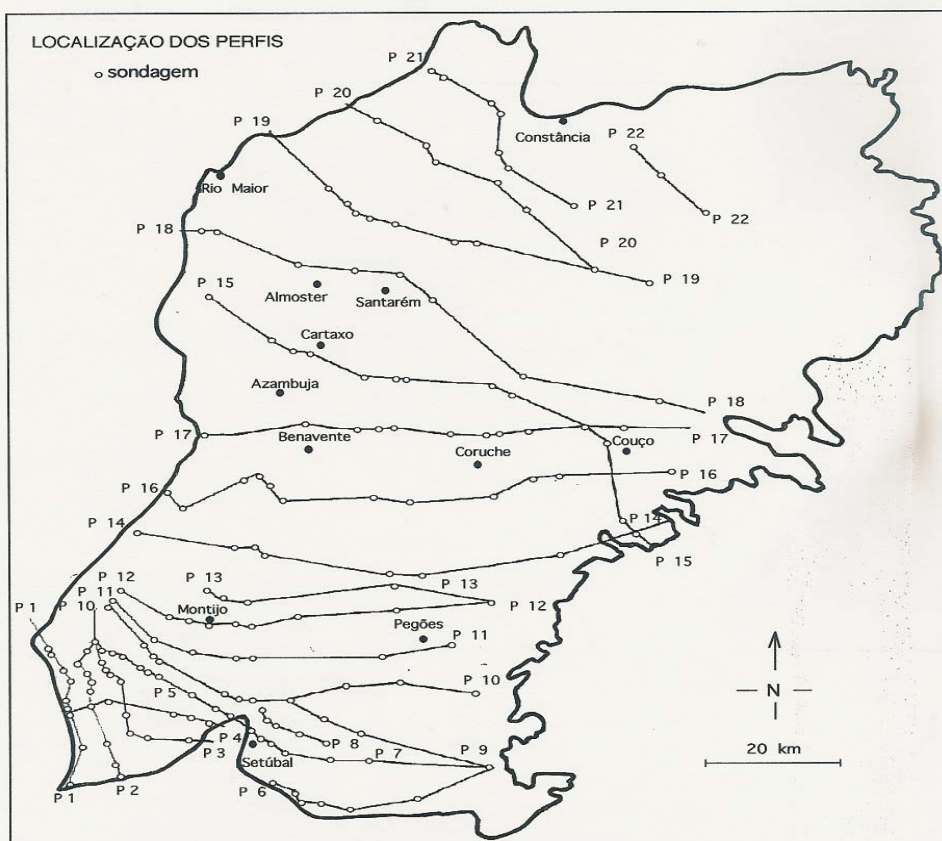
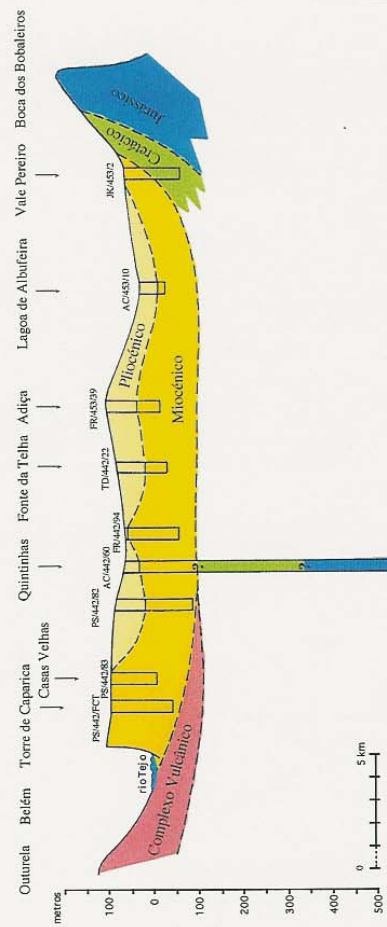
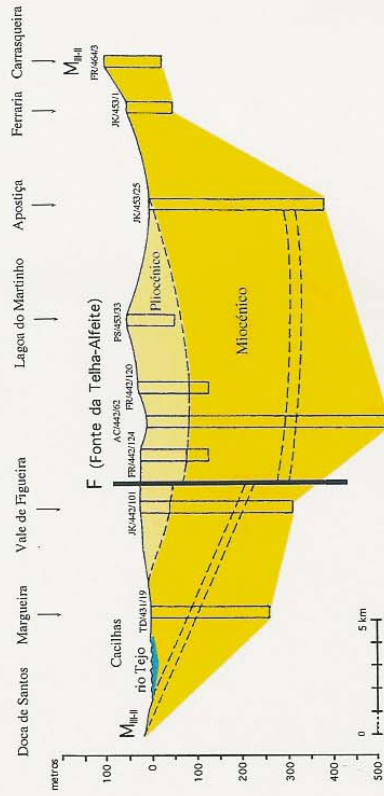


Fig. 2. 1 - Localização dos perfis geológicos transversais.

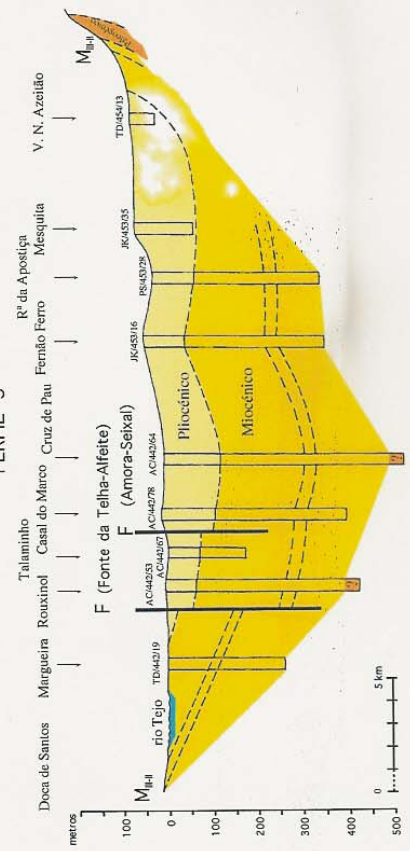
PERFIL 1



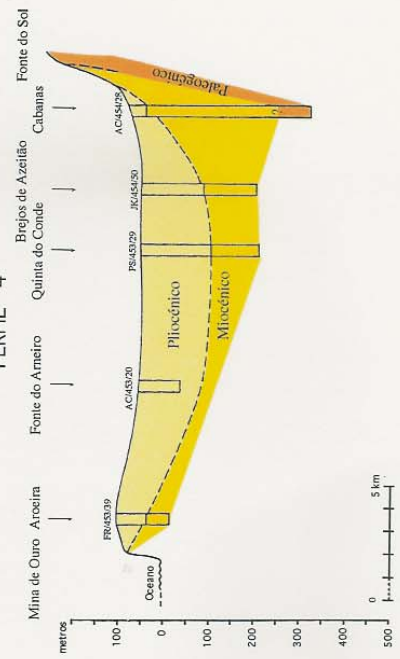
PERFIL 2



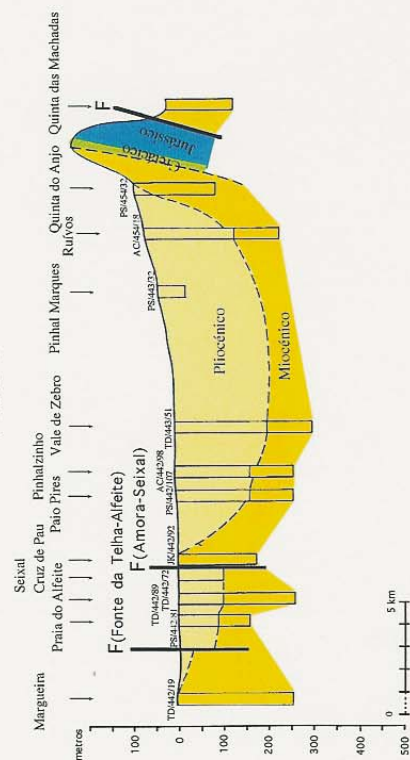
PERFIL 3



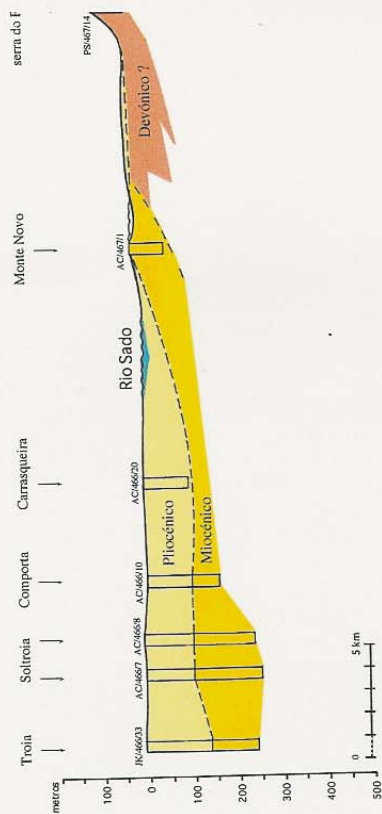
PERFIL 4



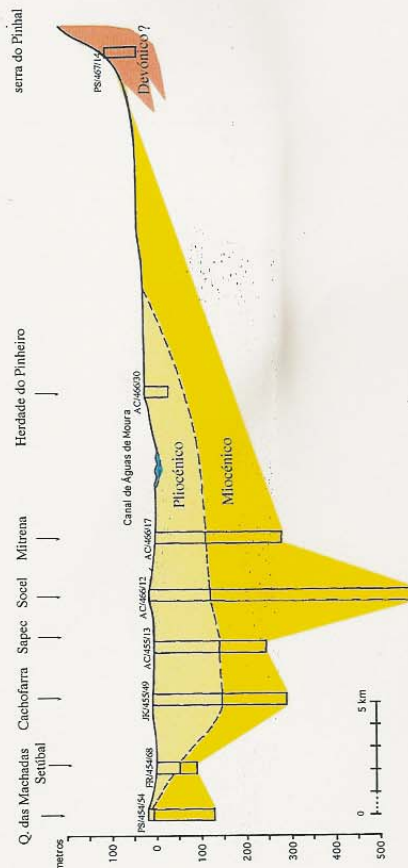
PERFIL 5



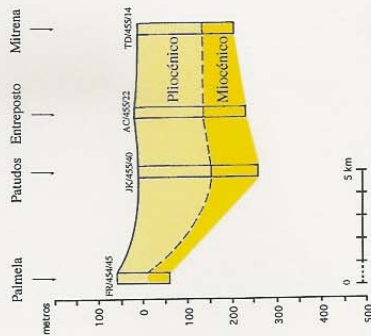
PERFIL 6



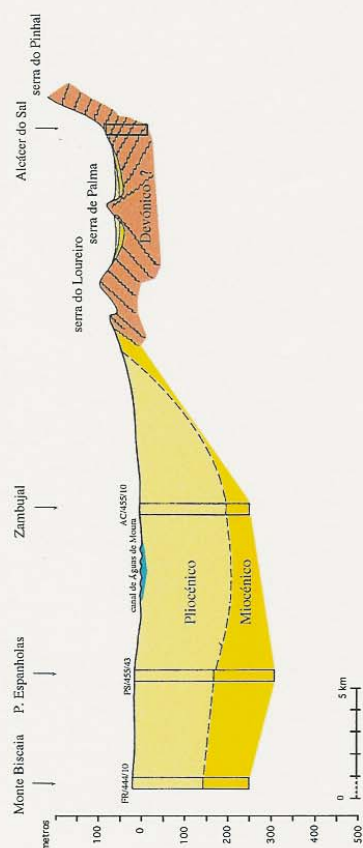
PERFIL 7



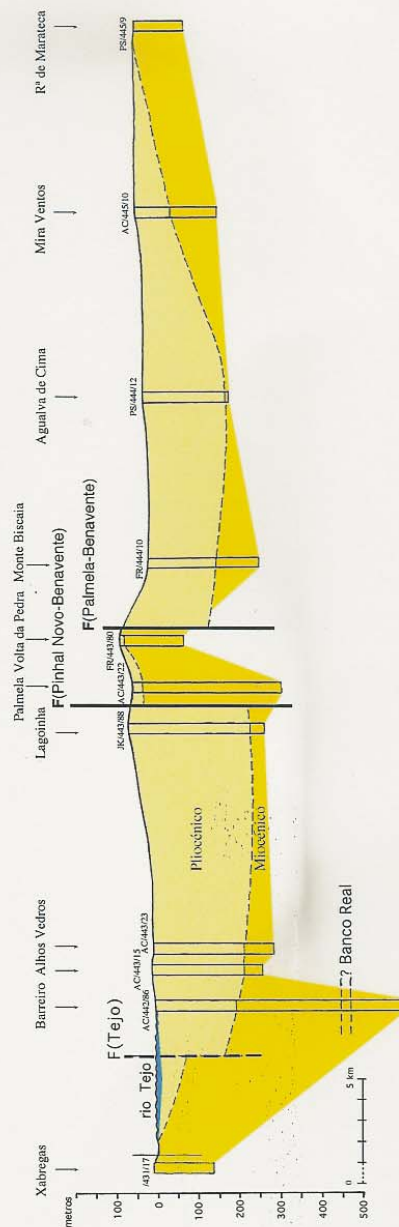
PERFIL 8



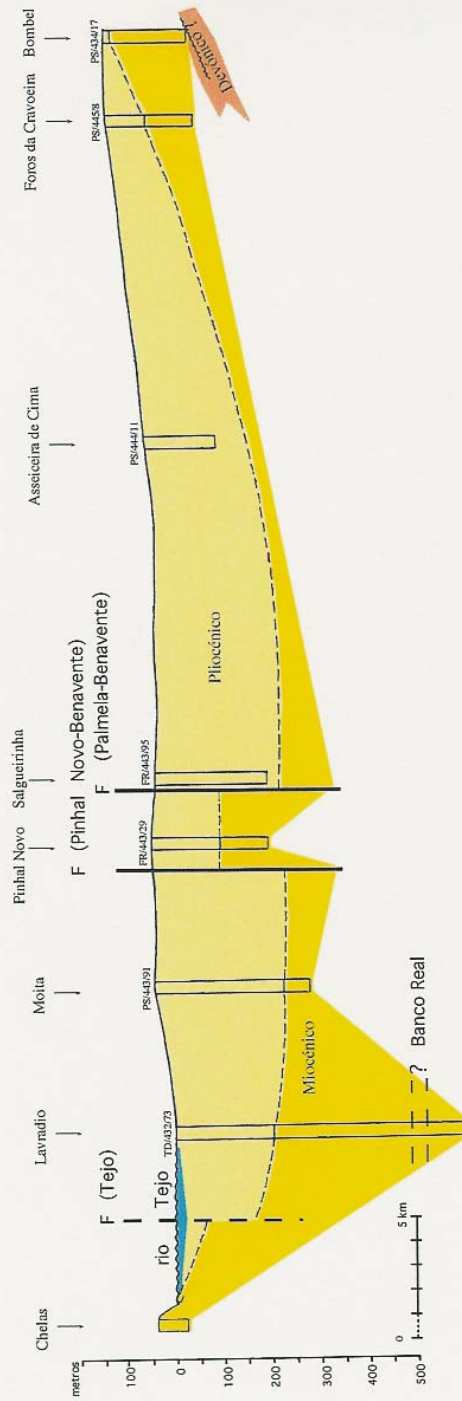
PERFIL 9



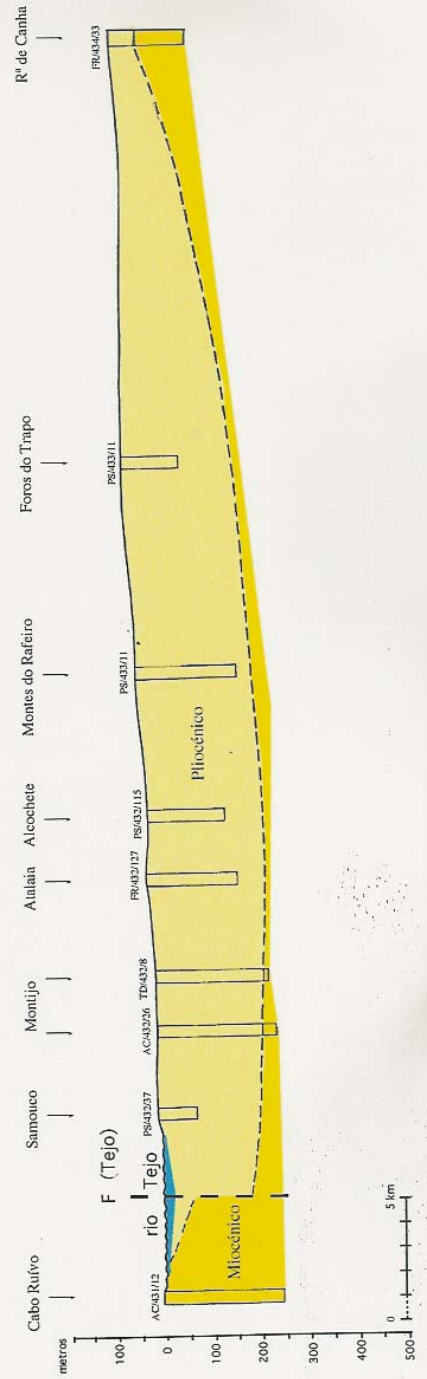
PERFIL 10



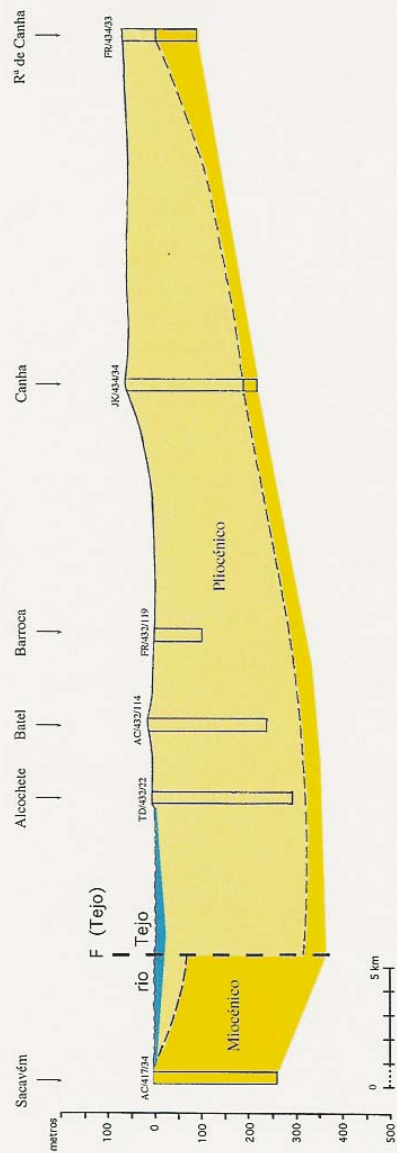
PERFIL 11



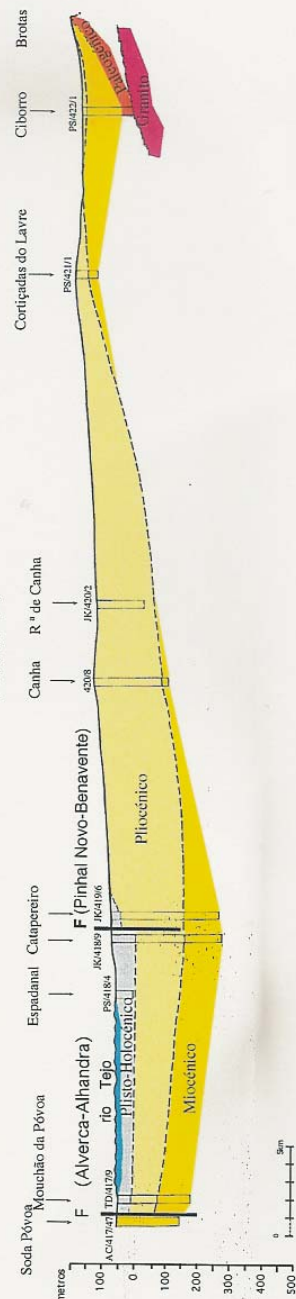
PERFIL 12



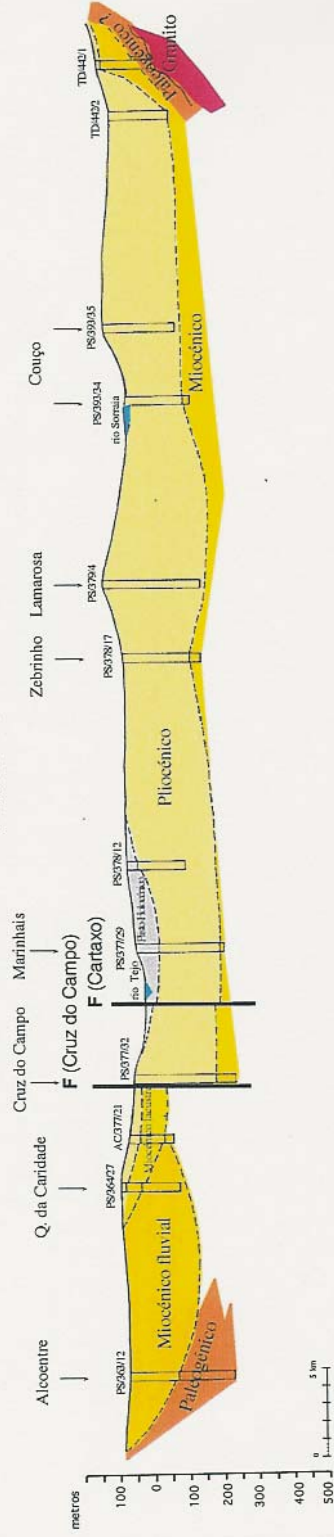
PERFIL 13



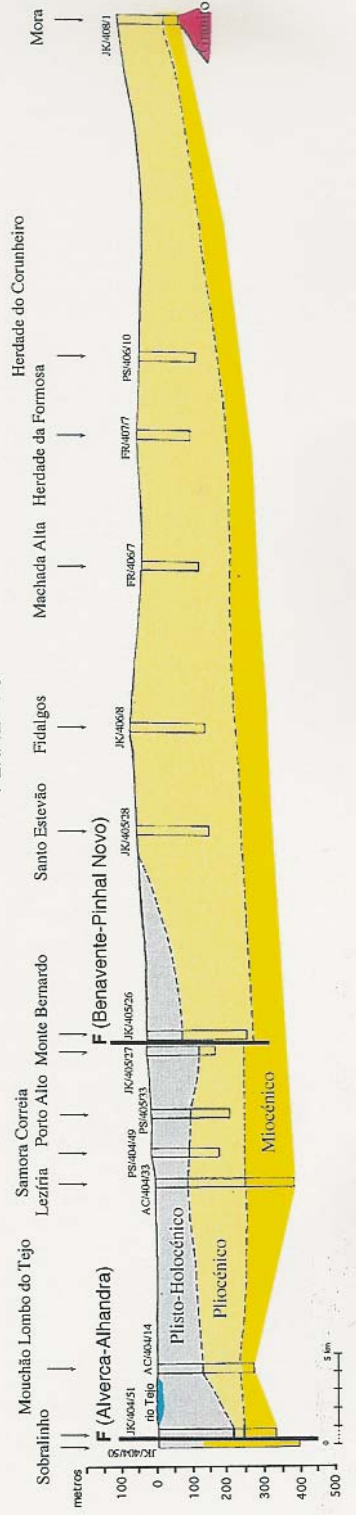
PERFIL 14



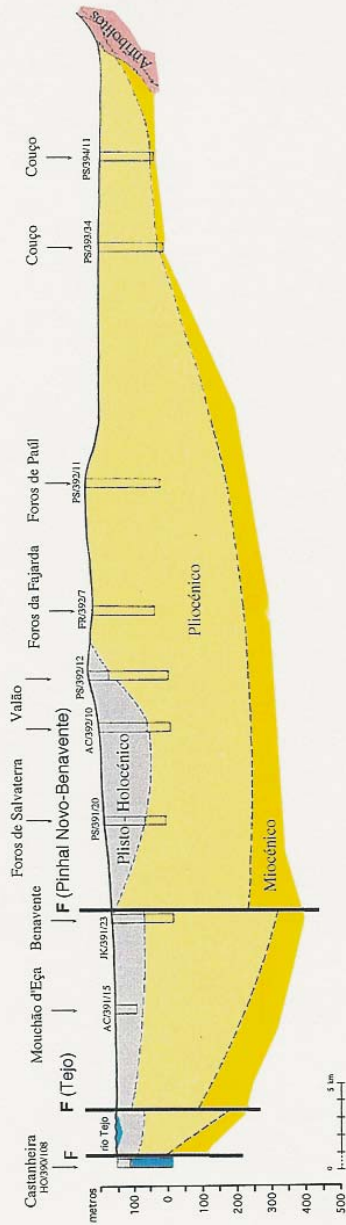
PERFIL 15



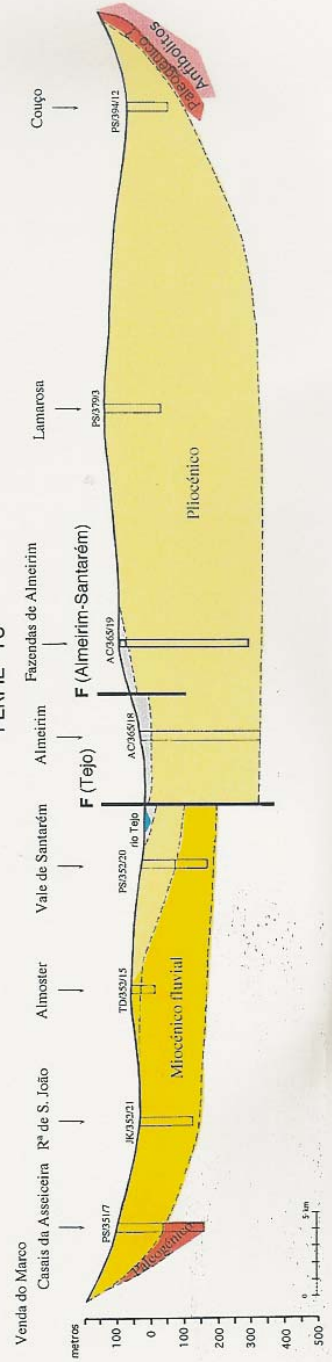
PERFIL 16



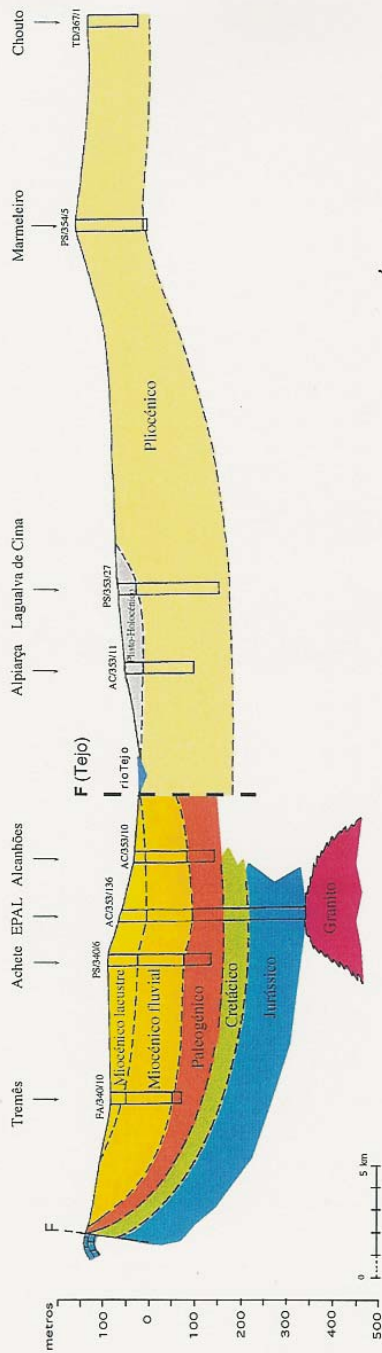
PERFIL 17



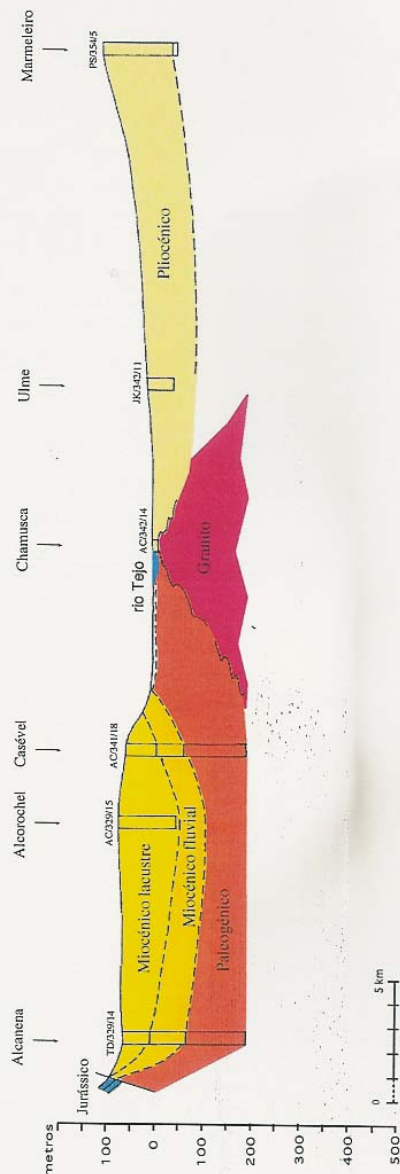
PERFIL 18



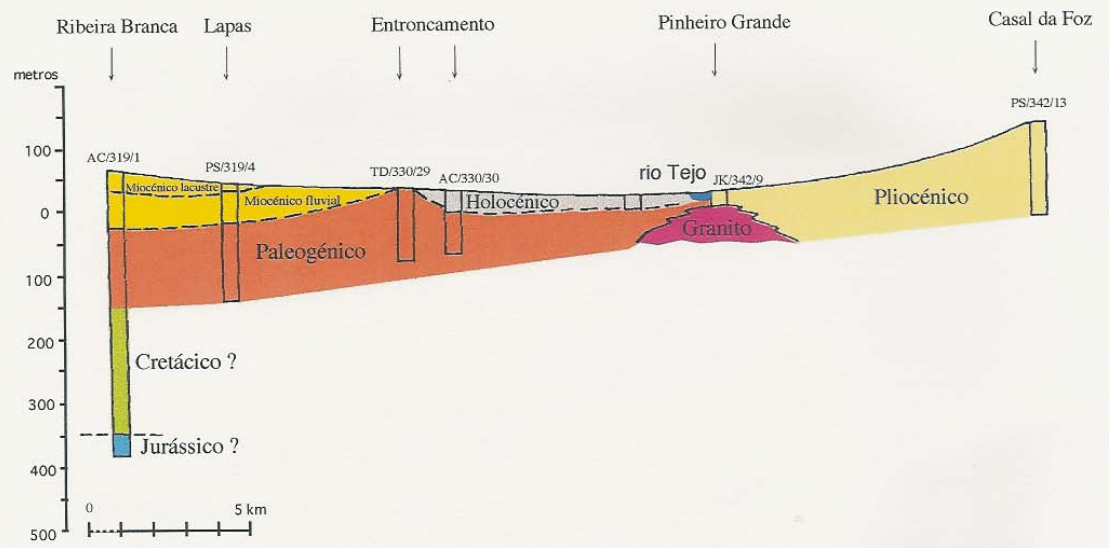
PERFIL 19



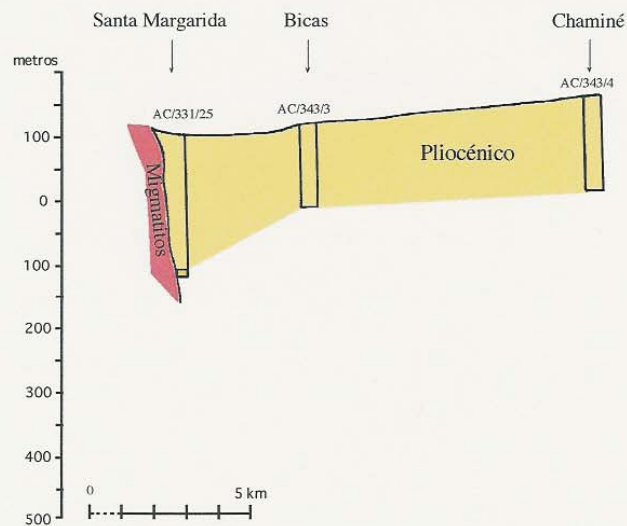
PERFIL 20



PERFIL 21



PERFIL 22



2.1.1. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DURANTE O PALEOGÉNICO INFLUÊNCIAS NA SEDIMENTAÇÃO

Na margem direita do Tejo, as sondagens revelam continuidade na sedimentação (depósitos semelhantes) desde:

1) o Paleogénico: formado por sedimentos imaturos, tais como conglomerados poligénicos, arenitos argilosos grosseiros, argilitos e calcários (prolongamento, para NNE, do “Complexo de Benfica”) até:

2) o Miocénico: constituído por arenitos finos e grosseiros argilosos com intercalações de lignito, argilas e ostras (“Complexo de Ota e Arneiro”) com, possivelmente, assentadas paleogénicas (ANTUNES, 1979); e o “Complexo Sarmato-Pontiano de ZBYSZEWSKI”, que ANTUNES (1984) inclui do Serravaliano/Astaraciano ao Tortonian/Valesiano.

As sondagens revelam alternâncias sucessivas de conglomerados, arenitos, argilas, margas e calcários, de tonalidades predominantemente avermelhadas.

A esta série continental, na margem direita do Tejo, em faixa transversal ao leito e ao longo do Vale entre Cartaxo e Santarém até Freiria de Rio Maior, sobrepõe-se um conjunto de assentadas calcárias, em parte lacustres, com intercalações arenosas, em Cartaxo, Almoester, Santarém e Freiria de Rio Maior. Noutros locais, como Cruz do Campo, Azambuja, Cartaxo, Santarém e Rio Maior, com ausência marcada dos calcarenitos lacustres, surgem areias esbranquiçadas (pliocénicas), segundo retalhos descontínuos, sobre os arenitos argilosos inferiores.

Enquanto no Ribatejo, se formavam depósitos de fácies continental, em Lisboa, numa plataforma de inundação aberta ao Oceano, entre as serras de Sintra e Arrábida, depositaram-se, pós “Complexo de Benfica”, e durante o Miocénico, unidades marinhas intercaladas com outras continentais. Nas sondagens, estes depósitos antecedem sempre areias finas a médias, às vezes grosseiras, esbranquiçadas e avermelhas, que se estendem por toda a margem esquerda, cuja passagem nós atribuímos como limite entre o Miocénico e o Pliocénico.

Na margem esquerda, ao longo da bordadura leste da Bacia, as areias provavelmente pliocénicas, embora mais argilosas (passando mesmo a argilas), sobrepõem-se sempre aos calcarenitos miocénicos, às vezes margosos. BARBOSA (1995) correlaciona-as com as argilas de Tomar, para as quais propõe a mesma designação e, como tal, atribui-lhes idade miocénica.

O estudo dos perfis traçados parece indicar que a sedimentação, predominantemente continental, constituída por depósitos torrenciais imaturos, ricos em atapulgite, do Cenozóico inferior, se restringisse à depressão tectónica encaixada no Mesozóico (limite NW) e no Maciço Antigo (limite SE). Estendia-se, pelo menos, de Lisboa a Tomar, passando pela actual margem direita do Tejo, segundo um leito drenante importante, que estaria, possivelmente, na continuação do actual rio Zêzere (tais suposições carecem de confirmação por estudos estratigráficos e tectónicos, que estão fora do âmbito deste trabalho, e que poderão ser tomados no futuro por especialistas nestas áreas).

A sedimentação nesta depressão prosseguiria até ao Miocénico e durante este, sem grandes perturbações, em toda a margem direita, sofrendo influências marcantes do Maciço Calcário Estremenho e do Maciço Antigo.

São do Paleogénico (Eocénico-Oligocénico) os depósitos (425 m de espessura máxima) de fácies continentais diversas, situados na região de Lisboa entre o “Complexo vulcânico” e os sedimentos marinhos da base do Miocénico, vulgarmente designados por “Complexo de Benfica”, e constituídos por materiais arrancados ao Mesozóico e ao Paleozóico; nele são frequentes os elementos de quartzito, xistos, granitos (raramente), calcários do Jurássico, calcários, sílex e grés do Cretácico. A raridade de detritos de granitos poderá atribuir-se à ausência de drenagem dos granitos das Beiras para esta zona da Bacia, via rio Zêzere, cuja captura deve ter ocorrido mais tarde. Caso contrário, a presença destes elementos deveria igualar a dos restantes ou, então, aparecer em maior quantidade à que se verifica.

Na sequência, predominam os conglomerados, mas, no entanto, são intercalados de quando em vez por níveis calcários, margas e argilas. É nestes que se incluem os “Calcários de Alfarelos”.

As arcoses da base, correspondentes provavelmente às de Côja e Felgueira Grande, devem pertencer ao Eocénico terminal, ANTUNES (1966 e 1975). Os “Calcários de Alfarelos” tanto podem ser Eocénicos como dos alvares do Oligocénico, ANTUNES (1979). A série finaliza com a “Unidade C” da segunda metade do Oligocénico (Chatiano) (ANTUNES, *op. cit.*).

Na margem direita, na continuação do “Complexo de Benfica”, para norte, encostado ao Mesozóico em faixas descontínuas, surge uma sequência, predominantemente avermelhada, de conglomerados, grés, argilas e calcários, com designação variável consoante a localidade onde afloram, e com espessura não superior a 100 m (*Aloformação de Monsanto*, BARBOSA, 1995). Encontram-se neste grupo o “Complexo de Cheganças e Casais” (incluem os calcários da Quinta da Marquesa), o “Complexo detrítico de Abridada”, o “Complexo detrítico

de Alcanede” (inclui os grés de Monsanto e os calcários de Alcanede) e o “Complexo de Cabos”.

Foi ainda identificado o Paleogénico, em diversas sondagens na Bacia. Em Samora Correia, a 780 m de profundidade, foram atravessados 297 m de pelitos avermelhados, rosados e esbranquiçados, mais ou menos arenosos, com pequenos nódulos de calcário (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1965).

Na margem esquerda, aparecem depósitos dispersos de idade indefinida, semelhantes na componente argilosa aos do “Complexo de Benfica” (CARVALHO, 1968), assentes sobre o Paleozóico e de difícil separação do Miocénico. Aparecem areias, argilas, arcoses e margas com concreções calcárias, em Gavião, Montargil, Ponte de Sor e Mora. A espessura aproximada no limite oriental da Bacia é inferior a 50 m, estimada pela diferença de cotas dada pela intersecção dos limites, superior e inferior, com a topografia (BARBOSA, 1995).

Na região de Setúbal, são constituídos por arenitos e conglomerados, margosos avermelhados, margas vermelhas e, no topo, por calcários brancos com fauna lacustre. Contêm cristais de gesso maclados a oeste de Palmela (CHOFFAT, 1908). A maior espessura (200 m a 300 m) aparece a ocidente da Ribeira de Coina (CHOFFAT, *op. cit.*).

No limite norte da Bacia, próximo da Cordilheira Central, entre Santiago de Montalegre e Vila de Rei, em Vale de Tábuas, surgem sobre o Paleozóico arenitos com composição quartzarenítica grosseira, de cor esbranquiçada, com crostas carbonatadas e raros elementos de liditos, que não ultrapassam os 12 m. Em Maceira, os clastos são de quartzo branco (90 %), sendo raros os elementos de granito e também de lidito (BARBOSA, 1995).

O cimento varia de carbonatado a silicioso (opala de aspecto fibroso), antevendo precipitação de sílica (solubilizada em meio básico) por diminuição do pH, situação comum em meios pré-evaporíticos lacustres ou palustres (BARBOSA, *op. cit.*).

A fracção grosseira destes depósitos (domina o quartzo) parece identificar-se com os clastos do Belasiano (CARVALHO, 1968), que terão constituído a sua fonte de alimentação. A fracção fina é composta por ilite e, em maior percentagem, de paligorsquite (BARBOSA, 1995) e, em menor quantidade, montmorilonite (CARVALHO, *op. cit.*).

A arquitectura das camadas sugere acumulações de sedimentos de fluxo gravítico, areias laminadas ou finos de decantação empilhados sucessivamente no tempo com uma certa constância e monotonia na vertical, em consequência de um regime hídrico pouco selectivo e mal definido (conf. a ausência de

estruturas sedimentares indicativas de orientações de fluxo notadas por BARBOSA, 1995).

As direcções principais da drenagem (provavelmente três) no Paleogénico seguiam orientações sensivelmente NE-SW, ao longo de acidentes tectónicos hercínicos com a mesma orientação (falhas do Tejo, de Ponte de Sor, do Gavião e da Nazaré, para o rio Zêzere), aos quais se juntavam afluentes transversais. Estas drenagens principais identificam-se com rios do passado que se podem relacionar com os actuais. Eles são na actualidade os rios Tejo (parte a jusante de Constância), Sorraia e ribeira de Erra.

Um rio precursor do Zêzere, com foz na Nazaré, drenava a vertente sul da Cordilheira Central, pelo menos durante o Eocénico, até ser capturado pelo Tejo por recuo de um dos afluentes. O canhão submarino da Nazaré, o mais importante da Europa ocidental, deve ter funcionado então, como canal de descarga desse rio.

Esta região sofreu evolução complexa relacionada com a posição crítica que ocupa, no extremo da Cordilheira Central Ibérica, tornando possíveis drenagens, na vertente sul, com ligação ao rio Zêzere, e, na vertente oposta, com o rio Douro, cuja migração para norte se evidencia nos sedimentos da Bacia (ANTUNES, 1979, p.163).

Com este hipotético rio (o regime de drenagem nesta altura era por torrentes) devem estar relacionados os depósitos eocénicos do Sítio da Nazaré, designados na cartografia geológica (ZBYSZEWSKI, 1965) por “Complexo greso-argiloso de Felgueira Grande”, que ANTUNES (1975) separou em duas unidades litostratigráficas a saber:

1) - unidade inferior: “Conglomerados, areias e argilas vermelhas com níveis concrecionados de Vale Furado” (Eocénico médio a superior-Luteciano ao Bartoniano inferior);

2) - unidade superior: “Arenitos amarelos, geralmente grosseiros às vezes consolidados, de Felgueira Grande” (Bartoniano superior).

Este modelo é compatível com a abundância de material proveniente de granitos, quartzo filoniano, rochas do “Complexo xisto-grauváquico” do Maciço Hespérico nos sedimentos da Nazaré, e a escassa presença de elementos graníticos no Eocénico de Lisboa e Ribatejo Oeste, onde abundam os quartzitos e os xistos provenientes de zonas mais próximas, dispersas pela região de Abrantes (conf. PAIS, 1997, inf. oral) onde é de assinalar porém, também, a presença de arcoses.

Precursores dos rios Almonda e Nabão drenavam os granitos, xistos, quartzitos e grauvaques das Beiras e o Maciço Calcário Estremenho, aos quais

se juntavam outros relacionáveis com os rios Maior, Ota e Loures. Um rio (pré-Tejo) continuava sem inflectir a direcção desde o Gavião, Bemposta, ribeira da Erra até Setúbal (junto ao flanco este da serra de São Luís). O Sorraia drenava o Maciço Antigo, a este, desenvolvendo o seu percurso para sul e terminando, sensivelmente, no Canal de Águas de Moura.

As bacias hidrográficas e as redes de drenagem destes “rios” (poderiam ser só direcções primárias da corrente) eram provavelmente mal definidas no Paleogénico, permitindo ligações entre elas, que definiam uma grande bacia de recepção, em situações prováveis de pluviosidade intensa e continuada. A mais importante nesta altura (por ser a mais profunda ou por possuir maiores caudais) seria a do Vale do Tejo e, possivelmente, a do Zêzere, devido à importância que os depósitos paleogénicos assumiram na região de Lisboa (“Complexo de Benfica”), ao longo do Mesozóico e na região da Nazaré.

A drenagem assemelhava-se a torrentes (formas comuns nas vertentes íngremes de vales e nas cabeceiras dos mesmos com relevo acidentado), activas durante a época das chuvas, que canalizavam as águas de escorrência com origem no Maciço Calcário estremenho, a oeste, e no Maciço Antigo, a norte e a este, em direcção radial a uma bacia de recepção central de margens assimétricas (mais íngremes a poente e mais aplanadas a nascente).

As águas seriam depois encaminhadas por um canal ou cone de dejectão para o Oceano (canhão de Setúbal-Lisboa para o Tejo e canhão da Nazaré para o Zêzere).

A bacia de recepção é zona extensa, alargada e escavada, e pode apresentar-se intensamente abarrancada devido à forte actividade erosiva. Geralmente estas bacias afunilam na sua parte inferior, na transição para o canal de escoamento – entalhe profundo pouco sinuoso ou rectilíneo de perfil em V (com forma semelhante aos canhões da Nazaré, Setúbal e Lisboa, seg. a carta geomorfológica de Portugal, escala 1: 500 000, FERREIRA, 1981) e pejado de detritos de todos os calibres. Este colector drena as águas acumuladas na bacia superior e transporta os detritos carregados ao longo do leito. Os materiais drenados ao atingirem o extremo do canal perdem velocidade, espraiam-se e depositam-se, constituindo um cone de dejectão (impossível de confirmar a sua existência por falta de continuação na carta geomorfológica para além do canhão). Muitas vezes o cone de dejectão é abarrancado por posteriores escorrências.

É característico das torrentes em cada um dos seus troços exibirem simultaneamente erosão, transporte e sedimentação, tornando possível acumulações de depósitos imaturos no sopé das vertentes situadas a montante.

A acção erosiva é de tipo regressivo, isto é, a erosão na cabeceira ou no troço montante faz com que esta recue constantemente. Neste processo evolutivo da erosão podem ocorrer capturas de outras linhas de água por intersecção dos percursos.

As condições climáticas mais compatíveis com a constituição de torrentes são as comparáveis a clima com certa subaridez e pluviosidades sazonais bem marcadas, capazes de levarem à formação de ambientes confinados de tipo palustre e/ou lacustre com certo endorreísmo na época seca na bacia de recepção. Estas condições podem favorecer a precipitação local de carbonatos, gesso e sílica por simples alterações de pH, motivadas, em parte, pela formação de ácidos húmicos resultantes da decomposição de matéria orgânica.

As torrentes desempenham, hoje em dia, papel importante no nivelamento do relevo, em regiões de clima temperado, ao erodirem as partes altas e acumularem nas zonas baixas, situação muito semelhante à ocorrente na época, embora marcada por certa aridez, dada a natureza dos depósitos (a presença de atapulgite sugere drenagem deficiente, meio rico de magnésio e certa aridez). Os detritos são granulometricamente muito heterogéneos, angulosos e pouco evolucionados. Os maiores e mais pesados, animados de mais energia, espalham-se consoante a força da torrente.

BARBOSA (1995) conclui que o modo como se apresentam os microconglomerados no seio dos arenitos denuncia quebra brusca de energia do meio deposicional, logo seguida da deposição; granulometrias mal calibradas e angulosidade dos clastos podem relacionar-se com transportes curtos, pouco selectivos, a que parece seguir-se rapidamente a deposição ou decantação; aspectos compatíveis com uma bacia de recepção em drenagem por torrente.

Nestes ambientes caracterizados por certo confinamento podem surgir minerais de neoformação, como a paligorskite e a esmectite, frequentes nos depósitos do Paleogénico (CARVALHO, 1968).

Esquema idêntico ao que funcionou na actual Bacia do Tejo, baseado em argumentos como:

- 1) formas de drenagem no Eocénico;
- 2) rejuvenescimento do relevo motivado por actuação tectónica;
- 3) crise eustática negativa, reconhecida à escala mundial; terá acontecido a norte, em relação com o pré-Zêzere. Regime de torrentes, caracterizado por rede de drenagem mal definida, deve ter-se instalado entre os granitos da Cordilheira Central e a Nazaré (ao longo da falha da Nazaré), que drenava relevos periféricos para uma bacia de recepção ligada ao Oceano pelo canhão da Nazaré (canal de dejectação), pelo menos até à captura do rio pré-Zêzere pelo

pré-Tejo.

Os depósitos pós-Cenomaniano do Sítio da Nazaré poderão ser o testemunho de um vale abandonado por um rio após captura das suas águas por outro mais vigoroso, em consequência de recuo, por erosão regressiva do seu vale. A erosão, sedimentação e transporte no leito abandonado ficam drasticamente reduzidos, ao ponto de não ocorrer mesmo sedimentação. Nestas circunstâncias a erosão futura poderá levar ao desmantelamento dos depósitos acumulados por ulterior retoma, através de agentes erosivos, como muito bem pode ter sucedido no Vale da Nazaré.

A evolução das torrentes leva à diminuição da fase erosiva, à medida que se regulariza o leito, aumentando, por sua vez, a zona de sedimentação (aluvionamento). A vegetação pode reinstalar-se e a torrente caminhar para o seu perfil de equilíbrio, que poderá ser antecipado se houver alterações no nível mínimo de base, como, por exemplo, subida eustática.

O episódio final (6.ª Assentada) caracterizado por certa acalmia e tendência para a laterização, presente nas camadas superiores do “Complexo de Benfica” e constituída (seg. ANTUNES, 1979) por:

– *margas e argilas muito resistentes, de cor típica vermelho-laranja claro com manchas brancas, com calhaus (incluindo de basalto e das assentadas inferiores), passando, na parte superior, arenito argiloso violeta, às vezes constituindo crostas ferruginosas; calcários pouco importantes; que indicam possível laterização, maior lixiviação, clima possivelmente húmido com estação seca e húmida bem demarcadas; relevo pouco aguçado biostasia; menos clastos (e de origem próxima), não são incompatíveis com fase avançada do perfil de equilíbrio da torrente. A presença de materiais das assentadas inferiores não é de estranhar, dado o carácter não consolidado destes depósitos, tornando frequentes retomas em sucessivas fases de actividade da torrente. A ferruginização dos depósitos pode ser induzida pela presença da vegetação, que se reinstala nesta fase evolutiva da vida da torrente.*

Ficam assim reunidas as condições para a instalação da planície aluvial que funcionou durante o Miocénico e que esteve sujeita a invasões sucessivas do mar, que entretanto se aproximava (sentido este).

Grosso modo, a geografia do Vale do Tejo durante o Paleogénico aproximar-se-ia do modelo paleogeográfico que nós propomos para a região, na figura 2. 2.

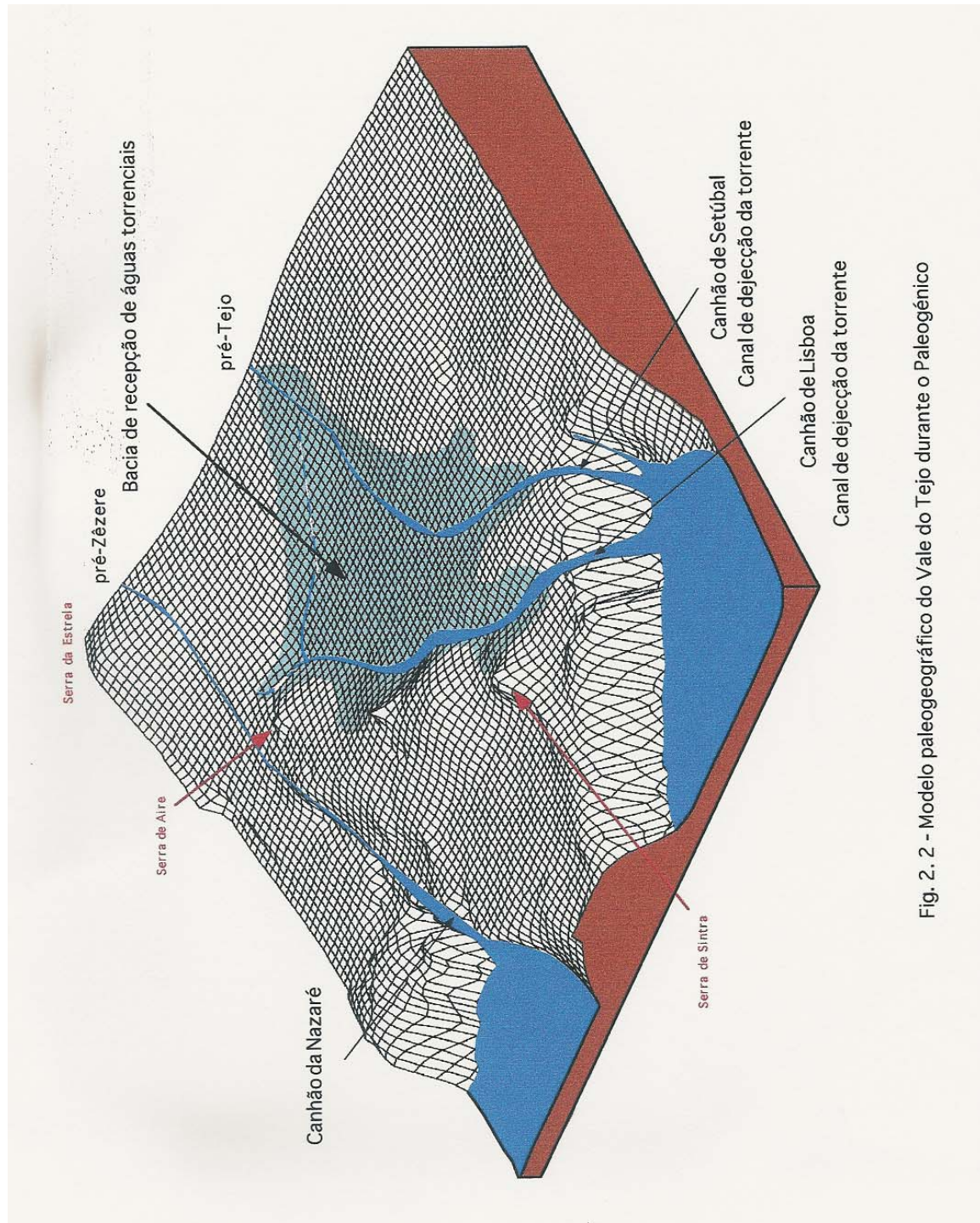


Fig. 2.2 - Modelo paleogeográfico do Vale do Tejo durante o Paleogénico

2.1.2. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DURANTE O MIOCÉNICO, INFLUÊNCIAS NA SEDIMENTAÇÃO

O Miocénico é caracterizado por depósitos continentais alternados por outros marinhos, principalmente na sua parte vestibular, numa alargada planície

aluvial (em forma de estuário) aberta ao Oceano (entre as serras de Sintra e Arrábida) e sujeita a ingressões e regressões do mar, num período que medeia as “Camadas com *Venus ribeiroi* dos Prazeres” (div. I de COTTER) até à implementação de regime fluvial franco, com episódios marinhos, no Pliocénico. Geram-se ambientes de transição (fluviomarinhos) entre os domínios continental e marinho, alternando acções continentais, fluviais e nitidamente marinhas. Os sedimentos são predominantemente oriundos do continente, sedimentos detríticos (finos) carregados pelos rios, ou resultam da precipitação simples, ou por acção biológica de componentes arrastados do continente para o mar, em solução.

As oscilações eustáticas são marcantes e determinantes durante o Miocénico. Foram responsáveis pelos movimentos regressivos e transgressivos definidos por ANTUNES (1971), para o conjunto do Miocénico e Pliocénico.

Durante estes movimentos transgressivos miocénicos estabeleceram-se ligações, a sul, com a Bacia de Alvalade; ANTUNES, MEIN & PAIS (1986) “demonstram a existência, nas Bacias do Tejo e Alvalade, de sedimentos depositados durante dois movimentos transgressivos, datados do Serravaliano superior ao Tortoniano inferior (Formação de Alcácer do Sal), e do Messiniano final - Zancleano inferior (Formação do Esbarrondadoiro)” (não confirmado entretanto).

O limite entre o Oligocénico e o Miocénico, admitido na passagem à divisão I de COTTER, tem sofrido ajustamentos ao longo dos tempos, consoante se afina a datação desta unidade estratigráfica. Foi inicialmente datada do Burdigaliano (COTTER, 1903/04; ZBYSZEWSKI, 1941; CHOFFAT, 1950) e ulteriormente recuada ao Aquitaniano (ZBYSZEWSKI, 1964). No entanto, segundo observações de ANTUNES (*in* RIBEIRO *et al.*, 1979), existe a possibilidade de a primeira transgressão marinha pós-“Complexo de Benfica” datar ainda do Oligocénico, dada a continuidade e transição do “Complexo de Benfica” para a base do Miocénico marinho, em Verdelha.

A diferença de espessura apresentada para o Miocénico entre a parte vestibular e o centro da Bacia pode resultar da coincidência de acontecimentos que actuaram, ou não, simultaneamente no tempo:

- 1) levantamento da Península de Setúbal após a acumulação dos depósitos miocénicos na parte vestibular (estuário);
- 2) rejeogo de falha activa no Vale do Tejo;
- 3) estabelecimento de redes de drenagem na península, oriundas das colinas de Lisboa e da Arrábida e consequente erosão que poderá explicar a

ausência de Miocénico superior na região de Lisboa, presente no Ribatejo e na Bacia de Alvalade.

Em Lisboa, temos alternâncias de argilas, calcarenitos e areias, numa sequência englobante, para a qual COTTER (1903/04), com base em critérios litostratigráficos, considerou VII divisões. ANTUNES (1971) relaciona a série miocénica com ciclos sedimentares enquadrados por uma transgressão e pela regressão seguinte.

Depósitos marinhos são também conhecidos próximo de Almeirim (Aquitânico), Alcácer do Sal e Lavre.

Na Bacia, longe da influência do mar, acumulavam-se depósitos carregados por rios e seus tributários com origem no Maciço Calcário Estremenho, a poente, no Paleozóico, a norte e a este. A natureza dos sedimentos dependeria das litologias atravessadas e da competência do rio, o qual poderia, em certos casos, dar passagem a lagos ou lagunas intermédias. Como resultado formam-se depósitos com acentuadas variações laterais de fácies.

A drenagem na margem direita processava-se de norte, e oeste, pelos rios Zêzere, Nabão e Almonda, (a norte e a noroeste), Ota e Maior, até ao actual Vale do Tejo. Na drenagem norte as influências dos calcários jurássicos são menos marcantes do que na restante área, no entanto, estão presentes nos níveis gresosos com intercalações calcárias e margosas. A escassez de bancos calcários pode atribuir-se à predominância de acarreios detríticos vindos de norte, do Maciço Hespérico, ou à ausência de gradientes favoráveis à formação de ambiente lacustre, na dependência do qual se precipitaram os carbonatos.

Para o Vale de Cartaxo-Santarém convergiam águas drenadas essencialmente do Mesozóico, com alguma carga sólida e elementos em solução, via rio Maior, Ota, ribeiras de Almoester e Alcobertas e, provavelmente, do Alviela. O afundamento do vale (desenvolvimento em *graben*), por acção de rejogo de falhas de orientação NW-SE, poderá ter levado, no Miocénico médio a superior, à implementação de ambiente lacustre e à formação de grande desenvolvimento de níveis carbonatados com intercalações arenosas.

A série neogénica continental é representada, na base, pelos conjuntos detríticos da Ota (arenitos de granularidade média a grosseira, argilosos, às vezes margosos com intercalações de cascalheiras) e Archino (com assentadas ainda paleogénicas, ANTUNES, 1979), ambos com intercalações de ostras na parte superior (camadas fossilíferas de Vila Nova da Rainha). Sobre estes assenta possante conjunto de areias, mais ou menos grosseiras, às vezes

alternando com margas e argilas, com níveis de lignito e ostras, onde se situam importantes jazidas de vertebrados (Idade do Serravaliano/Astaraciano ao Tortoniano/Valesiano, ANTUNES, 1984). Dão passagem aos calcários do Cartaxo-Almoster-Santarém, datados do Tortoniano/Valesiano por ANTUNES (1984), após estudo dos vertebrados encontrados nos leitos argilosos intercalados nos calcários de Freiria de Rio Maior e Asseiceira.

Durante muito tempo prevaleceu a convicção de que o Neogénico, na margem esquerda do Tejo, diferia bastante do da margem direita, pela ausência marcada de níveis carbonatados. Porém, pelo que foi observado nas sondagens, tal não acontece. Escasseiam, sim, os afloramentos carbonatados, que se restringem à região de Lavre (margas com concreções calcárias) e Cano (calcários brechóides).

Calcarenitos e calcários nunca deixaram de ser observados nas sondagens mais profundas, por toda a margem esquerda do Tejo, por baixo das areias finas a médias esbranquiçadas, que admitimos pertencerem ao Pliocénico. Na margem esquerda do Tejo, nas camadas pós-calcários e calcarenitos de admitida idade miocénica, predomina a fracção argilosa sobre a arenosa que, pela semelhança litológica às argilas de Tomar, levou BARBOSA (1995) a incluí-las numa única unidade designada por “Argilas de Tomar”. Estas argilas passam lateralmente, em direcção ao centro da Bacia, aos arenitos de Ulme (fracção detrítica predominante), que em algumas situações são sobrepostas por estes, daí o mesmo autor considerá-las mais antigas. A idade miocénica para estas argilas não é garantida ou, a sê-lo, representarão o Miocénico médio-superior, ausente na Península de Setúbal (em afloramento), e correlativo dos calcários de Cartaxo-Almoster-Santarém e das Argilas de Tomar. São talvez superiores aos depósitos marinhos de Cerrado da Pedra com fáunula contemporânea da encontrada nos depósitos fossilíferos de Azambuja, Archino, Senhora da Saúde, Vale de Carros do Valesiano inferior (ANTUNES, 1983) e inferiores aos depósitos carbonatados de Almoster-Santarém, datados do Valesiano inferior.

Estes depósitos parecem ter alguma semelhança com os depósitos continentais de fácies fluvial da “Formação de Marateca”, constituída por conglomerados, areias grosseiras, médias e finas, geralmente argilosas e argilas cinzentas ou esverdeadas.

A este grupo podem associar-se talvez, os calcários do Cano, datados do Quaternário recente por ROMAN (1917), devido à presença de fauna límnică comum na fauna actual da Península (talvez miocénica seg. ANTUNES). CARVALHO (1968), com base em critérios geomorfológicos, prefere

correlacioná-los com o planalto do Ribatejo e, como tal, do Quaternário, mas antigo. PAIS (informação oral, Julho de 1997) considera duvidosa tal datação, que segundo ele, deve ser muito mais antiga. Verificamos, pela observação das sondagens, que os calcários que afloram no Cano e em Casa Branca, onde atingem reduzida espessura (2 m a 3 m em afloramento e 13 m na sondagem na Tapada da Roca, furo da CMS), continuam para a região de Ponte de Sor (sentido NW) por baixo das argilas arenosas (Argilas de Tomar), onde adquirem maior expressão, atingindo aí espessuras pelo menos de 55 m (dos 20 m aos 75 m). Resultaram provavelmente da drenagem dos Calcários cristalinos de Estremoz para a Bacia. A associação faunística indica (ROMAN, *op. cit.*) clima de tendência quente e seco.

Na composição dos conglomerados da base dos arenitos da Ota (Aloformação de Almoester), parece ser clara a herança ou a remobilização de detritos provenientes dos “Grés Grosseiros Inferiores do Cretácico” (CARVALHO, 1968) e sílex do Bajociano (BARBOSA, 1995).

A ausência de sequências ou gradações na arrumação dos sedimentos sugere transporte de fonte de alimentação situada próxima (BARBOSA, *op. cit.*), no Mesozóico, a oeste, muito provavelmente. O transporte processava-se através de linhas de água que drenavam provavelmente os calcários, relacionadas com os cursos hídricos subterrâneos que alimentam as nascentes dos rios Nabão, Almonda, Alviela e Maior que, apesar da penetração no Maciço calcário continuam a drenar para a Bacia através de ressurgências.

As Argilas de Tomar integram a parte inferior do “Complexo MP” que, sob esta designação, na margem esquerda do Tejo, foi cartografado na Carta Geológica de Portugal. A distribuição geográfica é significativa. A norte, surge na zona de Asseiceira (Tomar) e no vale da ribeira de Ulme, entre Medroa e Abrantes. Na margem esquerda do Tejo aparece em Bemposta, Coruche e Mora. A sul, na margem direita, na região de Vila Nova da Rainha-Azambuja e, na margem esquerda, em Lavre.

São em grande parte correlativas dos calcários de Almoester, do Miocénico superior. A datação desta unidade baseia-se nos vegetais fósseis da Quinta das Figueiras e Ulme (GONÇALVES *et al.*, 1979) e em Vale de Carros, atribuída ao Miocénico superior (ZBYSZEWSKI, 1946; TEIXEIRA, 1952; ZBYSZEWSKI & TEIXEIRA, 1979), mais precisamente ao Valesiano (PAIS, 1981).

A litologia é fundamentalmente silto-argilosa de cor vermelho-alaranjada, podendo aparecer intercalados arenitos finos. O quartzo domina na fracção grosseira superior a 75 %, enquanto o feldspato e a mica, nas fracções fina e média. Por vezes, aparecem concreções Fe/Mn.

A espessura na margem esquerda é considerada abaixo dos 200 m, sendo inferior a uma dezena de metros, na margem direita, onde passa gradualmente aos arenitos da Ota e aos calcários de Almoester. Na margem esquerda sucedem-lhe os arenitos de Ulme.

2.1.3. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DURANTE O PLIOCÉNICO E O PLISTO-Holocénico, influências na sedimentação

Após a grande transgressão marinha, que invadiu a Bacia de Alvalade no Messiniano final, responsável pelos depósitos do Esbarrondadoiro e Santa Margarida do Sado, algo acontece na região motivada por crise tectónica importante, relacionada com o levantamento da Serra da Arrábida e o basculamento da Península de Setúbal para E. Passamos a regime fluvial franco (representado na região de Lisboa pelas camadas da Sobreda). É rejuvenescida a rede hidrográfica, que se encontrava próxima do perfil de equilíbrio.

Na Península, confluíam rios vindos de NW que drenavam as colinas de Lisboa, passando pela Charneca de Caparica, Corroios, até à região da Moita (Mar da Palha), onde desembocava outro com origem a sul, na Arrábida, passando por Cabanas e ribeira de Coima. A drenagem processava-se para NE, até Benavente, onde chegavam também, as escorrências de oeste, dos calcários jurássicos e dos grés cretácicos (Loures, Ota, Maior, Alviela, Almonda e Nabão), e de norte, passando por Santarém e Entroncamento, dos granitos, xistos, quartzitos e grauwagues paleozóicos (Nabão e Zêzere). Os acarreios (fase sólida e líquida) eram depois encaminhados através do canal do Sorraia para o rio principal (pré-Tejo), do qual eram afluentes direitos, até à foz, que se situava em Setúbal, segundo um leito instalado no alinhamento tectónico Gavião-ribeira da Erra. O Sorraia era para este rio um afluente esquerdo.

Esta situação prevaleceu até à abertura da actual saída do Tejo. Na grande área drenada, a margem direita do rio principal, também a mais declivosa, movimentações tectónicas na falha (activa) do Tejo, motivadas pelo peso dos sedimentos que aí se acumulavam, levam à alteração na configuração do sentido da drenagem. O canal do Sorraia, por onde se fazia a ligação dos afluentes da margem direita ao rio principal, passa a funcionar no sentido inverso, após o rompimento da actual saída do Tejo, no Mar da Palha, por erosão das camadas brandas miocénicas.

A partir deste momento, o rio principal deixa de o ser e passa a afluente esquerdo com configuração próxima do actual Tejo. Concomitantemente com estes acontecimentos, um afluente esquerdo do rio Zêzere, de direcção E-W, captura, por avanços regressivos da erosão na cabeceira, as águas do pré-Tejo a montante do Gavião, encaminhando-as até Constância e desviando completamente o rio do seu percurso anterior.

A captura do pré-Tejo pelo Zêzere e a inversão da drenagem no canal do Sorraia, encaminhando as águas para o Mar da Palha, zona topograficamente mais deprimida pelas razões apontadas, levam ao abandono total do vale, em Setúbal, zona da antiga foz.

Os canais ou talwegues (abandonados a norte de Setúbal e na Península, em Almada-Alfeite e Coina) são então preenchidos por detritos arenosos finos (areias brancas, talvez plistocénicas), arrastadas pela força das águas. Este modelo vai de encontro com a interpretação de CHOFFAT (1908) relativamente à ribeira de Coina, que considera ser o resultado de uma linha de água encaixada nos estratos, cujo talvegue foi ulteriormente preenchido pelas areias brancas.

Nestas circunstâncias não são de estranhar as ocorrências de areias brancas e avermelhadas, lado a lado, dado que as primeiras ocuparam os talwegues abandonados e escavados nas areias avermelhadas, após o estrangulamento da rede de drenagem, devido ao corte da alimentação a partir das colinas de Lisboa, depois de aberta a saída do Tejo. A este facto se associa a predominância de ferruginização no flanco norte do sinclinal.

Processo semelhante poderá ter ocorrido na região de Setúbal e justificar, assim, as couraças ferruginosas que aí se desenvolvem, principalmente na foz do rio pré-Tejo, em Pedra Furada.

O *hiato* sedimentar, verificado ao nível do Miocénico superior, em Lisboa, poderá ter resultado de forte erosão, nesta zona, motivada pela implantação da rede de drenagem para NE, ainda visível através da orientação dos fluxos subterrâneos, na Península de Setúbal.

Assim, no pós-Miocénico, a Península de Setúbal nunca funcionou como zona de descarga fluvial (note-se a ausência de sequências típicas de estuário e de delta notadas por Teresa Azevedo, 1982, quando da elaboração da dissertação de doutoramento), mas como área drenada, sujeita a erosão, transporte e alguma sedimentação, nomeadamente, dos detritos mais grosseiros e parte dos finos, de acordo com a força das águas.

A subsidência excêntrica da Península, desde sempre relacionada com a maior espessura de sedimentos no Mar da Palha, parece ser motivo insuficiente.

Em nossa opinião as maiores espessuras do Pliocénico e do Miocénico observadas podem resultar no primeiro caso, de maiores acumulações de sedimentos na confluência das linhas de água, oriundas de Sintra, Lisboa, Almada, e Arrábida, com o rio principal, pré-Tejo, e, no caso do Miocénico, devido à erosão. A excentricidade apontada não é observada (nas sondagens) ao nível dos depósitos arenosos pliocénicos e ao longo do Vale do Tejo, notando-se, pelo contrário, abatimento do flanco este da falha do Tejo, onde ocorrem maiores espessuras do Pliocénico.

A inclinação da superfície de deposição do conglomerado de Belverde, para NE, pode muito bem coincidir com a inclinação do talvegue, resultando daí o desnível de 80 m entre os sedimentos mais ocidentais e os mais orientais, notada por AZEVEDO (*op. cit.*). Em consequência, fica por demonstrar o basculamento da Península pós-Vilafranquiano, baseado em tal observação (possível idade do conglomerado de Belverde). No entanto, a fracturação a afectar o Miocénico e o Pliocénico (N 20° E, nos areiros da Cruz de Pau) justifica-se pelo rejogo da falha activa do Vale do Tejo, de orientação semelhante.

Este modelo de reconstituição da drenagem para o Pliocénico é compatível com as observações de campo de Teresa Azevedo quando estudou o Sinclinal de Albufeira.

Os calhaus de quartzito rolados, que constituem as camadas conglomeráticas, podem ter provindo do Complexo de Benfica e não das cristas quartzíticas das Beiras, como quer provar AZEVEDO, 1982. É pouco provável que os primeiros calhaus a chegarem fossem precisamente os mais longínquos e só depois os de Sintra e Lisboa.

No Pliocénico, a sedimentação restringe-se à margem esquerda do Tejo. Aí, as sondagens revelam a ocorrência de um leito sedimentar bastante alargado e profundo, desde Abrantes até Setúbal.

Deste modo, a extensa área que constitui as Bacias do Tejo e do Sado envolve acontecimentos tectono-sedimentares não estacionários, mas com marcadas alterações, onde a sedimentação evoluiu no espaço e no tempo. Pode assim dizer-se que a história geológica da Bacia de Alvalade, activa, em particular, no Miocénico superior e terminal, foi independente da do Tejo, ANTUNES (1986).

Em Rio Maior, a bacia de afundimento, limitada por falhas, sofre subsidências sucessivas e sedimentação activa, durante, essencialmente, o Pliocénico e o Quaternário, de depósitos arenosos esbranquiçados, transportados por rede fluvial.

Fase tectónica importante ocorre no final do Miocénico e início do Pliocénico, possivelmente ligada a movimentos que se fizeram sentir na Serra da Arrábida. A sedimentação nos finais do Miocénico sofre perturbações, sendo, na Península de Setúbal, encimada por um conglomerado constituído por depósitos avermelhados grosseiros, que antecedem as areias finas esbranquiçadas pliocénicas. Tais acarreios indicam alterações sedimentológicas ligadas a rejuvenescimentos do relevo, devido a movimentos tectónicos, acompanhados possivelmente de modificações climáticas, como o testemunham as impregnações ferruginosas nos sedimentos resultantes de grandes lixiviações, com consequentes acumulações de compostos de ferro, opinião próxima da de HAGUENAUER (1975, p. 208, “*L’ ambiance climatique de la région à cette époque est favorable à la genèse de sols ferrallitiques*”).

A retoma de depósitos preexistentes poderá ter sido um facto, nesta altura, podendo justificar a existência de hiato sedimentar importante no Miocénico superior. A passagem do Miocénico ao Pliocénico pode ter sido marcada por uma descontinuidade erosiva importante.

Estes acontecimentos são seguidos no Pliocénico por fracturação activa e subsidências na zona do actual leito do Tejo, que persistem até muito recentemente. Os seus efeitos foram testemunhados, há bem pouco tempo, pelo sismo de Benavente, de 1909, que atingiu a intensidade máxima de grau IX (MM) nas povoações de Benavente, Samora Correia e Santo Estêvão, segundo MOREIRA (1984); e o grau X (MM) na área de Benavente (OLIVEIRA & SOUSA, 1991).

Estas ideias ligam-se às observações e conclusões de ANDRADE (1933, p.25) que, após estudo sobre a tectónica do estuário do Tejo, afirmou que “*a actual foz foi forçada, que não corresponde à tendência do rio para seguir na direcção NE-SO, parecendo que o seu curso normal foi interrompido por qualquer fenómeno tectónico e o Tejo obrigado a abrir leito por outro sítio de mais fácil desgaste. Este parece ter sido formado por simples erosão das rochas miocénicas, não sendo necessário supor a existência duma falha E-O para explicar a mudança brusca de direcção do rio, tanto mais que, observando os cortes geológicos apresentados por CHOFFAT, 1889, e calculando a posição dos estratos na margem esquerda do Tejo defronte de Lisboa, entrando com as espessuras indicadas por COTTER, 1903-1904, se conclui não ter havido deslocamento importante das camadas...*”

O “Sado” após migração para norte instala-se no leito abandonado pelo pré-Tejo, em Setúbal, tomando o aspecto por todos nós conhecido (vide Perfil 6, cap. 2), conforme o modelo paleogeográfico do Vale do Tejo esquematizado na

figura 2.3.

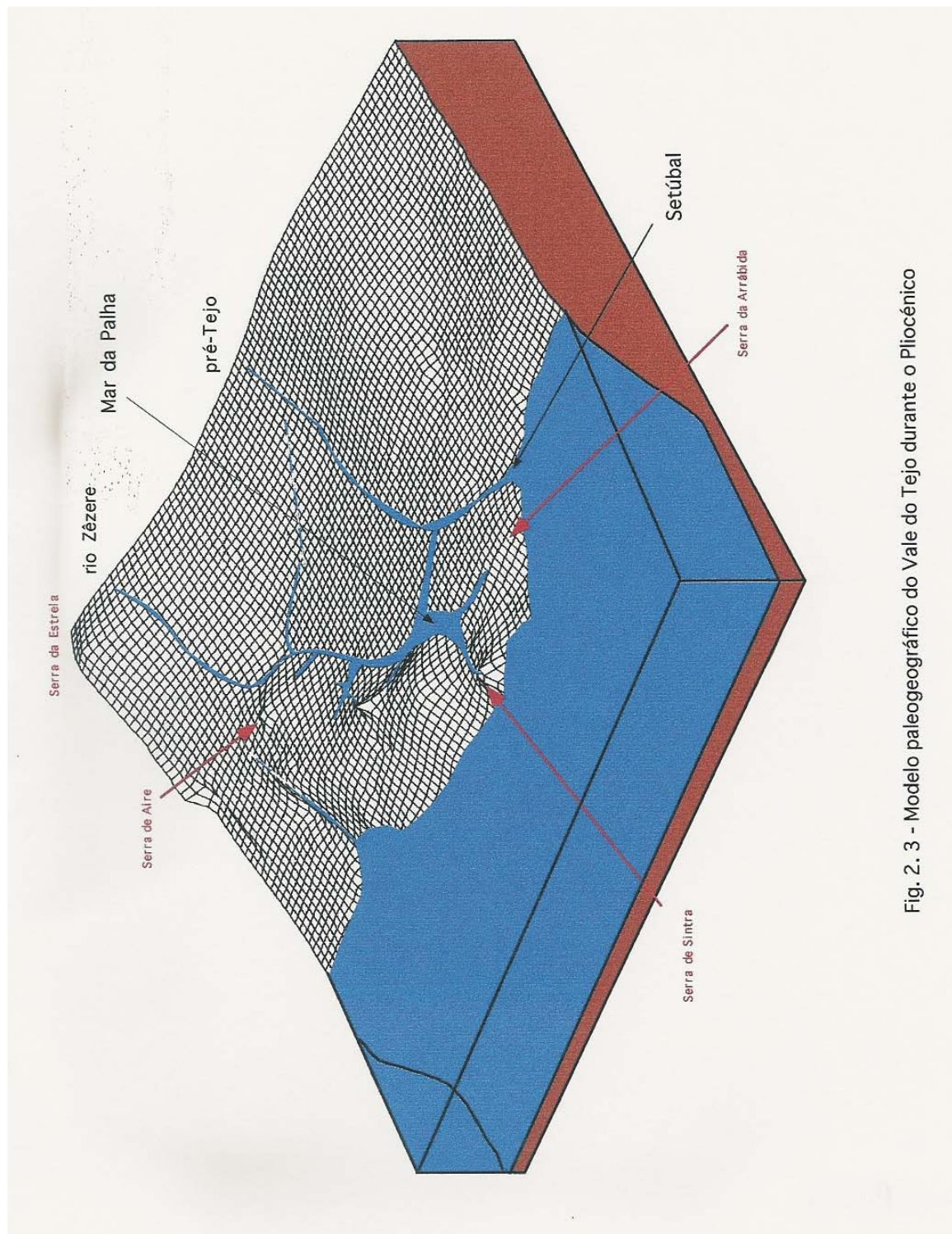


Fig. 2. 3 - Modelo paleogeográfico do Vale do Tejo durante o Pliocénico

Para ANTUNES (1986) as bacias do Tejo e de Alvalade (Sado) funcionaram no tempo como unidades sedimentares separadas. Natureza litológica semelhante dos depósitos e condicionantes morfológicas ligadas a

migrações sucessivas da rede de drenagem, bem como fenómenos erosivos, conduziram à aparente semelhança entre as referidas unidades (Fig. 2. 4).

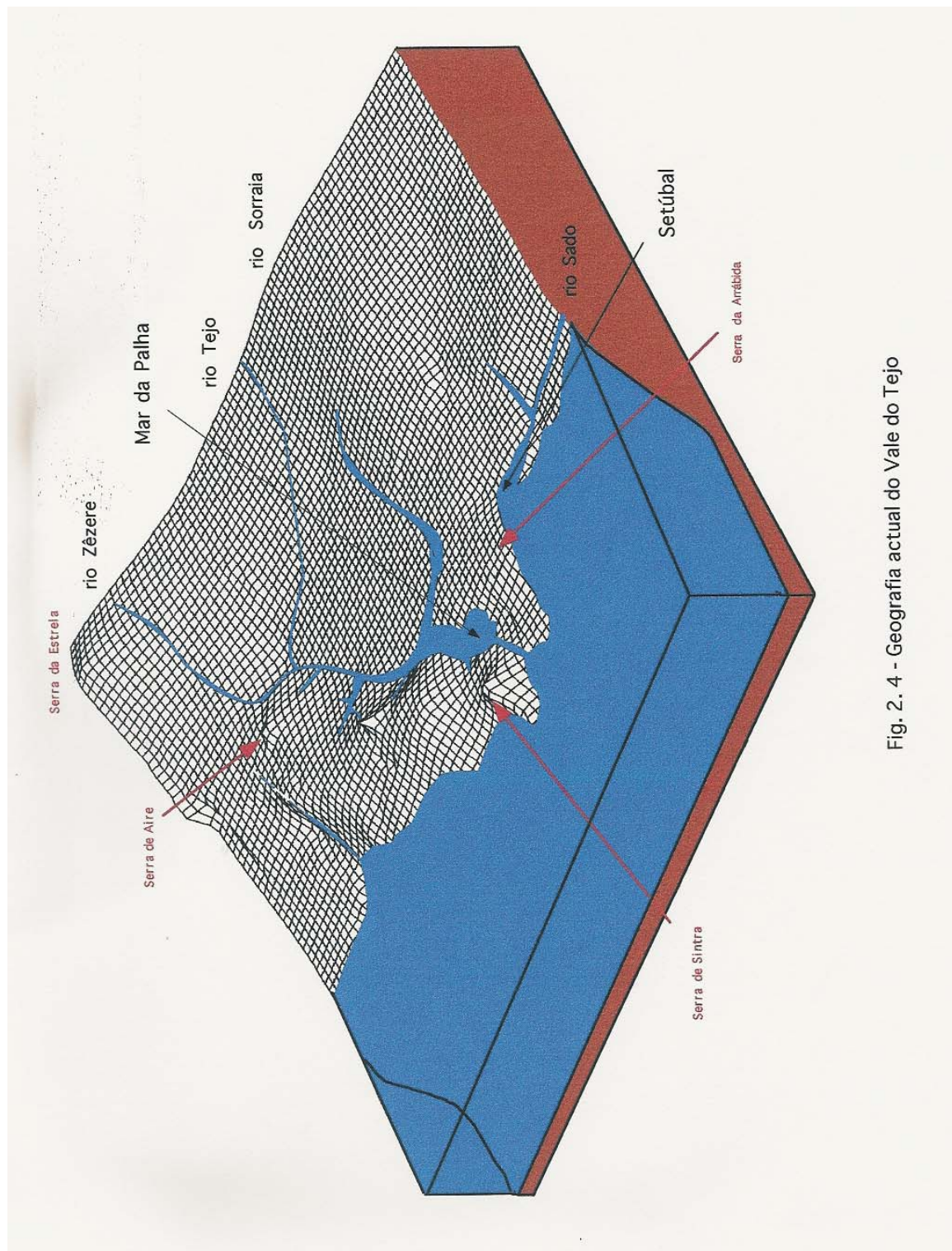


Fig. 2. 4 - Geografia actual do Vale do Tejo

No entanto, a dinâmica das condições que controlaram a sedimentogénese é de tal modo abrangente e regional (difícilmente local), que é pouco provável a repetição das mesmas condições (climáticas, tectónicas,

eustáticas) ao longo dos tempos, desencadeando nos sedimentos aspectos particulares e similares, sem que haja correspondentes síncronos em áreas tão próximas, quase unidas, como as aqui tratadas. Sem dúvida, que a interpretação estratigráfica baseada na presença de certos minerais de argila, tal como considera ANTUNES (1979), é pouco segura, denunciando, pelo contrário, convergência ou não, nas condições de formação dos sedimentos onde aparecem. Assim, o predomínio, ora de caulinite ora de ilites, ou ainda montmorilonites, pode não ter que ver com mudanças morfoclimáticas, mas significar intensidade de acções diagenéticas (facilitada pela grande exposição à meteorização), resultando daí enriquecimento de ferro, perda de cálcio, e transformação em caulinites de montmorilonites preexistentes, tal como observou ANTUNES (*op. cit.*). O mesmo autor admite também a possibilidade da caulinite e da gibsite se poderem formar a partir de granitóides, em condições climáticas não tropicais, sendo, nesses casos, determinante a intensa lixiviação, situação não muito diferente das verificadas na Península Ibérica, no Eocénico-Oligocénico.

2.2. GEOLOGIA

Com base em critérios litológicos foi possível separar, com certo rigor, os depósitos atravessados pelas sondagens em conjuntos que se identificam com as unidades estratigráficas, caracterizadas em afloramentos, que pertencem ao Miocénico, Pliocénico e Plisto-Holocénico.

Admitimos como limite entre o Pliocénico e o Miocénico os níveis carbonatados (calcarenitos, calcários e argilas com restos de conchas) que, na margem esquerda do rio Tejo, surgem sempre por baixo das areias pliocénicas, finas a médias, às vezes grosseiras, esbranquiçadas ou avermelhadas. Estes depósitos carbonatados acompanham toda a bacia, de montante para jusante (de Abrantes a Setúbal), e até ao limite leste, onde chegam a aflorar, ladeando-a. Para o interior, sentido oeste, confundem-se com depósitos miocénicos da região de Lisboa. A sul do Tejo, acompanham a Arriba Fóssil Litoral e ladeiam as serras da Arrábida e D. Luís, sendo provavelmente correlativos.

Estes calcarenitos, que no centro da bacia surgem a profundidades variáveis sob as areias pliocénicas, assemelham-se aos descritos por COTTER (1956), na região de Lisboa e por ele incluídos nas “divisões” V a VII.

Na margem direita do Tejo após depósitos paleogénicos areno-margosos com intercalações calcárias e na continuação destes, surgem depósitos arenosos, fluviais, que às vezes se confundem com eles; na maioria dos casos, antecedem sedimentação carbonatada que originou os calcários de Almoester, Santarém e Freiria de Rio Maior. Noutros locais, as areias pliocénicas (espessuras inferiores a 20 m) sobrepõem-se aos depósitos fluviais miocénicos com marcada ausência das assentadas calcárias superiores.

Consideramos pliocénicas as areias finas a grosseiras, com raras intercalações argilosas, esbranquiçadas ou avermelhadas, que podem ser seguidas em toda a extensão da bacia; são claramente separáveis das camadas subjacentes, onde a presença de carbonatos na sedimentação é característica identificativa. Foram cartografadas por ZBYSZEWSKI (1965, 1966, 1968, 1969, 1971, 1974, 1976, 1979, 1981) e incluídas na Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000, como pliocénicas ou no conjunto indistinto MP.

Tal classificação resulta da dificuldade em separar, no terreno, depósitos sem fósseis com composição semelhante. Ou, resultará antes, da dificuldade em incluir extensa área, sem provas estratigráficas claras, numa única unidade estratigráfica (Pliocénico).

No entanto, a observação das colunas litológicas das sondagens hidrogeológicas permite separar, em profundidade, este extenso leito arenoso, aflorante, das camadas subjacentes (presumivelmente miocénicas, pelas observações precedentes). A passagem entre estes dois conjuntos detríticos poderá não corresponder a limite estratigráfico, mas isso ficará e caberá em estudo próprio de Estratigrafia, Paleontologia e Sedimentologia; no entanto, a observação dos logs assim o indica.

A separação, em profundidade, dos depósitos recentes, plisto-holocénicos, das areias pliocénicas subjacentes, nem sempre foi fácil devido à grande semelhança entre as suas composições e à ausência de nível contrastante, na passagem entre os dois conjuntos.

A sedimentação na passagem do Pliocénico ao Plisto-Holocénico deu-se com certa continuidade na natureza dos depósitos. No Plisto-Holocénico podem considerar-se predominantes os depósitos de cascalheiras com intercalações de argilas cinzentas.

A presença de cascalheiras e a percentagem de argila nas sequências superiores das colunas permitiram separar o Plisto-Holocénico do Pliocénico, por aplicação de metodologia representativa da história da sedimentação, sugerida pelo Prof. ALFARO (inf. oral, 1993).

A metodologia aplicada consistiu na representação gráfica da espessura acumulada de leitos arenosos cortados pela perfuração. A inclinação das rectas encontradas associa-se com o ambiente sedimentar, responsável pela formação dos depósitos, e as alterações pontuais na inclinação das rectas significam mudanças no meio deposicional. A ambientes comuns fizemos corresponder unidades também comuns, a caracterizar.

O limite encontrado para passagem do Pliocénico ao Plisto-Holocénico pareceu-nos aceitável e coerente, no conjunto das sondagens estudadas. A análise cuidada das colunas, com base noutros critérios, de dimensão do grão, ocorrências de níveis grosseiros e cor, corroborou e apoiou o limite previamente reconhecido.

2.2.1. MIOCÉNICO

Na classificação estratigráfica das colunas litológicas das sondagens, admitimos miocénicas as camadas de arenitos calco-margosos com restos de

conchas e leitos calcários intercalados, que surgem, em toda a extensão da bacia, por baixo das areias finas, médias a grosseiras, esbranquiçadas, às vezes avermelhadas, com raras intercalações argilosas, consideradas pliocénicas.

Estes arenitos calco-margosos parecem estar na continuidade, sendo portanto equivalentes laterais, do conjunto abrangido pelas “divisões V a VII de COTTER”, definidas na região de Lisboa, onde atingem cerca de 136 m de espessura.

Nem sempre as areias pliocénicas se sobrepõem aos arenitos calco-margosos. Entre eles, às vezes, como na região de Lagoa de Albufeira, desenvolve-se espessa camada argilo-margosa cinzento-avermelhada.

Por baixo do conjunto detrítico calco-margoso, amarelado, com fósseis, de espessura variável, surge espesso conjunto argilo-margoso, possivelmente equivalente lateral das “argilas azuis do Areeiro”. Nas sondagens mais profundas este é seguido, em profundidade, por sedimentação novamente areno-carbonatada correspondente provável às “areolas da Estefânia” e “Banco Real”.

Na margem direita do rio Tejo a sedimentação carbonatada, representada pelos calcários de Almoster, Santarém e Freiria, não é difícil de localizar nem de seguir, ao longo das colunas litológicas das sondagens.

Os níveis calcários intercalados por outros argilosos são perfeitamente separáveis do conjunto arenoso subjacente, que se segue desde o Paleogénico. Trata-se de areias fluviais de composição pouco variável, com acentuadas influências do Maciço Calcário estremenho. Neles são frequentes as ocorrências de clastos calcários na matriz areno-argilosa e, em alguns casos, de leitos calcários e argilosos que, se não fora a cor e a existência de leitos grosseiros, a sugerirem a transição entre o Paleogénico e o Neogénico, dificilmente os conseguiríamos separar.

Apesar do esforço despendido, pensamos que tal limite carece de afinação. Conhecimento preciso daquelas sequências, em afloramento, poderá contribuir para o esclarecimento de algumas dúvidas. Aqui, principalmente para a margem direita do Tejo, considero esta classificação como uma proposta de partida.

2.2.1.1. REGIÃO DE ÁGUAS DE MOURA (Carta Geológica, 1:50 000, folha 39-A)

Em Cachaforra e Praias do Sado, por baixo das areias esbranquiçadas pliocénicas, surge um conjunto greso-calcário, conquífero, com raras intercalações argilosas castanho-acinzentadas, com espessuras que atingem, sem chegar à base, 155 m na MAURI (19AC455; 42,49JK455), 138 m na EDP (38AC455) e 130 m a N de Praias do Sado (45JK455).

No Sapal, a SE da Mitrena, nos furos da SOCEL (20,21,22,23AC466; 32PS466), EUROMINAS (17,18AC466) e SETENAVE (14,15AC466), os arenitos margosos com restos de conchas, cinzento-acastanhados, atingem as máximas espessuras encontradas para toda a área, até 197 m.

Às areias pliocénicas da Península de Tróia (7,8,9,16AC466; 31,32PS466; 33JK466), sucede, em profundidade, espesso conjunto areno-calcário fossilífero, cinzento-acastanhado, com raras intercalações argilosas (característica que o distingue de depósitos idênticos, mais argilosos noutras áreas), que pode atingir os 140 m. Por baixo, na sondagem mais profunda, aos 262 m de profundidade, apareceram 23 m de argilas acinzentadas (lembrando as “argilas azuis do Areeiro” ou, seg. ANTUNES, inf. oral, 1997, talvez correlativas dos depósitos marinhos de Marateca, Palma e Alcácer).

2.2.1.2. REGIÃO DE SETÚBAL (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 38-B*)

Na ribeira da Apostiça (12,13,17,18,24,25,27JK453; 30,31PS453), por baixo das areias pliocénicas, aparece um leito greso-margoso pouco espesso (12 m) que

dá lugar, em profundidade, a desenvolvido nível argilo-margoso (119 m) possivelmente correspondente das “argilas azuis” (IVa) ou com as “argilas azuis de Xabregas” (VIa). Caminhando em direcção à Lagoa, o nível gresoso torna-se mais espesso (65 m); surge impregnado de níveis calcários com restos de conchas, passando, na base, ao conjunto argilo-margoso acinzentado que chegou numa das sondagens, e sem atingir o fim, aos 322 m. Ao longo da ribeira da Apostiça, para montante, o conjunto gresoso amarelado com calcários conquíferos intercalados atinge os 50 m; por baixo, o conjunto argilo-margoso de, pelo menos, 334 m de espessura, mostra, aos 143 m de profundidade, intercalação de 45 m de arenito margoso cinzento-acastanhado.

Arenitos calcários com restos de conchas, castanho-amarelados, com espessuras superiores às verificadas na Apostiça, de 134 m, aparecem por baixo do Pliocénico, em Casal do Sapo (7AC453; 21Jk453; 38PS453). São seguidos, na base, pelas argilas margosas, acinzentadas.

Na Aroeira (22PS453; 39FA453), também aparecem por baixo do Pliocénico arenitos margosos com intercalações calcárias, que aí têm 36 m de espessura. Por baixo temos argilas margosas cinzentas.

Na Quinta do Conde (29PS453), a espessura dos arenitos finos e dos calcários conquíferos atinge os 73 m, os quais, tal como nas situações anteriores, são seguidos, em profundidade, pelas argilas margosas cinzentas.

Na Aldeia do Meco (2TD464), o conjunto argilo-margoso cinzento (11 m) aparece por baixo das areias de dunas (3 m). Nalguns casos, constitui a passagem do Pliocénico para os arenitos calco-margosos com intercalações de calcário conquífero, que aqui atingem os 26 m. Por baixo surgem as argilas margosas.

A este, na Quinta do Anjo (32,33,34,46,64PS454; 24TD464), o Miocénico é constituído por arenitos calco-margosos conquíferos, às vezes com seixos, amarelo-avermelhados ou acinzentados, que aparecem por baixo das areias esbranquiçadas ou das argilas margosas; chega a atingir os 182 m.

Em Vila Fresca de Azeitão (35PS454), por cima do espesso (157 m) conjunto de arenitos-calco-margosos amarelados e acinzentados, com fósseis, há argilas arenosas cinzentas com 42 m de espessura, pelo menos.

A norte de Setúbal, e este da serra de São Luís, podemos seguir os depósitos miocénicos desde o afloramento até para o interior, em sondagem, sob o Pliocénico arenoso que, em Vale das Mulatas (74PS454), atinge os 100 m. Encostado à Serra, na Quinta das Machadas (54PS454), o Miocénico (coberto por 10 m de areias finas a médias, ligeiramente argilosas, possivelmente pliocénicas) tem início num conjunto argilo-margoso (74 m), avermelhado, com raras intercalações arenosas. Seguem-se, em profundidade, os arenitos calco-margosos avermelhados.

2.2.1.3. *REGIÃO DE SANTO ESTÊVÃO (Carta Geológica, 1:50 000, folha 35-A)*

No Pinhal do Infantado (5AC419; 6JK419), em duas sondagens no Catapereiro, a escassos 2000 m de distância, os calcarenitos com conchas aparecem às profundidades de 354 m e 234 m, respectivamente. O desnível de 120 m é considerável; só pode justificar-se por falha. Numa delas, no sector afundado da falha, os arenitos finos calcários com conchas podem seguir-se até aos 506 m de profundidade, perfazendo 156 m de espessura, enquanto na outra, os mesmos arenitos, após 71 m de espessura, dão lugar a margas com, pelo menos, 36 m. Próximo destas sondagens, a este da primeira, a 350 m de distância, uma perfuração chega aos 312 m de profundidade, sem atingir os calcarenitos fossilíferos.

Na mesma carta, na sondagem da Emissora Nacional (2AC419), em Pegões, os arenitos calcários com fragmentos de conchas (17 m) surgem à profundidade de 234 m.

2.2.1.4. *REGIÃO DE MORA (Carta Geológica, 1:50 000, folha 35-B)*

Nas Barrosas (1PS422), a SE da Carta, sobre os granitos, a 156 m de profundidade, aparecem arenitos finos margosos acinzentados (39 m) e, por cima destes, argilas acastanhadas com intercalações calcárias (111 m). A sequência fecha com 6 m de areias grosseiras com seixos, esbranquiçadas, pliocénicas.

2.2.1.5. *REGIÃO DE SANTO ISIDRO DE PEGÕES (Carta Geológica, 1:50 000, folha 35-C)*

O Miocénico, na região de Santo Isidro de Pegões, varia de local para local, quanto à composição: arenito calcário fossilífero com intercalações argilosas, margas, ou arenito calco-margoso sem fósseis.

Por baixo das areias pliocénicas, em Sesmarias (Canha) (10FA434), Palmela (10FA444) e Vendas Novas (33FA434), os arenitos calco-margosos, castanho-acinzentados ou amarelados, com cerca de 90 m, contêm fósseis (restos de conchas). Em Palmela (10FA444) terminam por leito margoso cinzento com 19 m de espessura.

Noutros locais como a Herdade do Contador (34JK434), Herdade Maria Vicente (27JK434), cruzamento de Pegões (2FA434), Gamoal (17,21,22PS434) e Marateca, os arenitos são calco-margosos, amarelo-acastanhados, com frequentes intercalações de argilas cinzentas. As espessuras podem rondar os 95 m, como acontece também a SE de Pegões Velhos (2FA445).

2.2.1.6. REGIÃO DE LOURES (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 34-B*)

Na margem esquerda do Tejo, em Samora Correia (13JK418), na Lezíria (33AC404) e no Porto Alto (45PS404), aos 212 m, 252 m e 267 m de profundidade, respectivamente, sob sedimentos arenosos pliocénicos, surgem arenitos calcários conquíferos, às vezes margosos, castanho-esverdeados, de idade miocénica provável. Depósitos semelhantes são encontrados por toda a Bacia abaixo das areias referidas por nós, admitidas como pliocénicas. No furo da EPAL (33AC404), na Lezíria, os arenitos calco-margosos fossilíferos vão de 252 m até 366 m de profundidade, continuando a perfuração até os 397,5 m, nas margas argilosas cinzento-esverdeadas, possivelmente equivalentes das “argilas azuis do Areeiro” ou com as “argilas azuis de Xabregas” (VIa).

Na Soda Póvoa (24AC403), em Alhandra, na margem direita do Tejo, a série miocénica está bem representada. Temos arenitos calcários margosos grosseiros, com conchas, castanho-esbranquiçados, nos primeiros 88 m de perfuração abaixo de 6 m de lodos. Em profundidade (durante 199 m), surge espesso conjunto argilo-margoso, cinzento-esverdeado, com raras intercalações arenosas, às vezes com conchas.

O mesmo conjunto arenito-calco-margoso aparece desnivelado de 105 m nas sondagens de Alverca para abastecimento de água à SONADEL (50,51JK404), o que parece confirmar a existência da falha de Alhandra-Alverca. Em ambas as situações sucedem a areias argilosas avermelhadas ou amareladas de idade provável pliocénica ou holocénica.

Em S. João da Talha (56JK417), a perfuração começa nos arenitos calco-margosos conquíferos, amarelados, com intercalações de margas cinzentas com nódulos calcários; atinge os 164 m de profundidade. A sondagem continua até 228 m, mas em argilas e margas cinzento-acastanhadas com nódulos calcários.

2.2.1.7. REGIÃO DE LISBOA (Carta Geológica, 1:50 000, folha 34-D)

Arenitos calcários acinzentados, com conchas, e intercalações margosas acinzentadas (15 m) (equivalentes laterais dos “calcários do Casal Vistoso”) aparecem a 21 m de profundidade depois de areias finas a médias esbranquiçadas em S. JOÃO DA CAPARICA (1AC441). Dos 36 m aos 126 m dão passagem a margas, prováveis equivalentes das “argilas azuis do Areeiro”.

Na Charneca de Caparica (60AC442), aparecem, a 38 m, arenito fino a médio, margoso, com fragmentos de conchas, acastanhado, e intercalações de argilas, até aos 158 m (120 m), sobre espesso (242 m) conjunto argiloso cinzento, com intercalações de arenito calcário margoso, com conchas; pela posição que ocupa, parece o equivalente das “argilas azuis” (IVa). Por baixo, há intercalações de arenitos calcários e argilas cinzentas, com conchas (128 m), possíveis equivalentes laterais das divisões III, II e I de Cotter. Aos 528 m de profundidade, surgem margas avermelhadas, talvez paleogénicas.

No Alfeite (40JK442), na Quinta dos Corvos, os grés fossilíferos aparecem aos 95 m de profundidade, e na Sobreda de Caparica (50AC442) aos 66 m de profundidade.

Em Verdizela (55,56,103JK442), arenitos calcários fossilíferos (130 m de espessura) surgem aos 180 m de profundidade. Próximo, em Belverde (62,63AC442), à profundidade de 92 m, vêem-se 62 m de arenito fino a grosseiro, com conchas, calcário castanho-amarelado e margas acinzentadas

com conchas (equivalente das divisões VII e VI). Por baixo e a intercalar com arenitos calcários fossilíferos (46 m de espessura) (“calcários de Estacada e Casal Vistoso”) temos 52 m de argilas cinzentas (“argilas de Xabregas”). Na mesma sondagem, entre os 252 m e os 302 m (50 m de espessura) aparecem argilas cinzentas arenosas (“argilas azuis”) seguidas de 20 m de calcário (“Banco Real”), terminando com 208 m de arenito pouco margoso com intercalações de calcário e argilas possivelmente correspondentes às divisões II e I de Cotter.

Na fábrica de explosivos Pinheiro da Cruz (16,22TD442), em Santa Marta de Corroios, os arenitos calcários fossilíferos, cavernosos, pouco consolidados, passando a areia, aparecem a profundidades variáveis entre 95 m e 106 m.

Em Corroios (39,49,53,54,AC442; 6,80,101,102JK442; 105,111,112PS442), nos furos da Câmara Municipal de Almada, o limite dos arenitos calcários fossilíferos situa-se entre 68 m e 88 m de profundidade; têm espessuras, até às margas cinzento escuras correspondentes às argilas azuis, de 198 m. Encontram-se intercalados dos 110 m aos 207 m por margas às vezes fossilíferas, correspondentes às “argilas de Xabregas”.

O limite entre o Pliocénico e o Miocénico, em VALE DE FIGUEIRA (29JK442), encontra-se a 70 m de profundidade. É feito por camada arenosa, com conchas, com 8 m de espessura que estabelece a passagem a argilas cinzentas.

Na Amora (78AC442), o Miocénico encontra-se a 118 m de profundidade. É constituído por 195 m de arenitos calcários margosos, equivalentes laterais das “divisões V a VII de COTTER”. São intercalados a 220 m de profundidade por 38 m de margas correspondentes das “argilas de Xabregas”. Dos 313 m aos 410 m (97 m) margas cinzentas possíveis equivalentes das “argilas azuis” (IVa). As margas correspondentes às “argilas de Xabregas”, na Cruz de Pau (92JK442), apresentam espessura superior (81 m), estando o limite Miocénico-Pliocénico situado nos 100 m. Arenitos semelhantes aparecem no Talaminho (66,67AC442), a 72 m de profundidade.

Os furos da Siderurgia Nacional (18,19,20TD442; 25,26,77,98AC442; 108PS442), em Paio Pires, atravessaram arenitos calcários fossilíferos, amarelados, a profundidades variáveis entre 122 m e 184 m. Dão continuidade a areias com raras intercalações argilosas durante 154 m (dos 184 m aos 338 m),

equivalentes laterais das “divisões VI e VII” (“grés calcários de Marvila e Cabo Ruivo”). Passam a margas (74 m) (equivalente das “argilas de Xabregas”) e calcarenitos argilosos fossilíferos (100 m de espessura) (equivalentes da “divisão V”). Entre 524 m e 602 m de profundidade aparecem margas cinzentas (178 m de espessura), equivalentes laterais das “argilas azuis”.

Em Torre da Marinha (1AC442), a 112 m de profundidade, aparece areia fina a grossa com fragmentos de concha e arenito calcário acastanhado com conchas (“areias de Cabo Ruivo”), com 24 m de espessura, seguidos de 60 m de calcário com conchas e calcite, cinzento-acastanhado (“calcário de Marvila”) e arenito calcário com óxidos de ferro e conchas, acastanhado (“VI b”).

Arenitos calco-argilosos situam-se a profundidade de 122 m a 136 m em Fogueteiro (65,68AC442). Próximo, no Casal do Marco (64AC442), o mesmo limite ronda os 132 m; aí, arenitos calcários, com conchas, acastanhados, às vezes grosseiros, intercalados por margas e calcários, atingem 332 m de espessura. São seguidos, aos 464 m, por 26 m de marga cinzento-esverdeada, talvez equivalente das “argilas azuis” (IVa).

No Lavradio, nos furos da CUF (27,52,69,75AC442) e Quimigal (62TD432; 73TD432; 88AC442; 97AC442; 49TD443), arenitos calco-margosos com conchas e calcários amarelados aparecem dos 197 m aos 281 m (84 m). Por baixo, há margas cinzentas com leitos arenosos até 450 m (169 m de espessura), possíveis equivalentes das “argilas de Xabregas”; surgem novamente sedimentos arenosos conquíferos, com cimento calcário, com 114 m de espessura. A sondagem termina a 604 m com argilas margosas (40 m), cinzentas, possíveis equivalentes das “argilas azuis”.

A profundidade dos limites entre as areias esbranquiçadas e os arenitos calcários em Palmela (80FA443; 88JK443) é bastante diferente se estivermos situados de um ou outro lado da falha do Pinhal Novo. Assim, num dos furos, encontramos grés calcários margosos aos 295 m de profundidade e, noutro, aos 24 m de profundidade. Situação semelhante surge no Pinhal Novo (29FA443; 87JK443); num dos furos, o limite dos arenitos calcários margosos com conchas situa-se a 131 m e noutro, próximo, chegamos aos 256 m de profundidade sem alcançar os referidos arenitos.

Arenitos calcários margosos com conchas surgem noutros locais, como na Quinta da Bomba (Barreiro) (50JK443) a 224 m, Vale de Zebro (Fuzileiros) (51TD443) a 205 m, Moita (91PS443) a 264 m, Alhos Vedros (23AC443) a 218 m, e Montijo (8TD432; 26AC432) a 226 m de profundidade.

2.2.1.8. REGIÃO DE SANTARÉM (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-A*)

Em Almeirim (18AC365), os finos leitos de margas (8 m), que aparecem a 270 m e 358 m de profundidade, poderão ser miocénicos. Entre eles predominam argilas esverdeadas intercaladas por finos leitos arenosos grosseiros, argilosos, amarelo-acastanhados.

Na região de Santarém, o Miocénico de fácies lacustre, onde predomina sedimentação carbonatada, sobrepõe-se ao “Miocénico fluvial”, arenoso com influências carbonatadas de difícil separação do substrato paleogénico, muitas vezes de características semelhantes. Um dos critérios que muitas vezes permite separá-los é a cor, o que à partida parece bastante falível e criticável. Assim, em Santarém (29PS353), após finos leitos arenosos pliocénicos, aparecem margas e argilas margosas cinzento-acastanhadas com cerca de 157 m de espessura. Por baixo, até os 305 m de profundidade, surgem arenitos finos a grosseiros, argilo-margosos, com calcário, castanho-acinzentados.

Ainda, em Vilgateira (Santarém) (25PS352), o Miocénico lacustre é constituído por calcários esbranquiçados e margas calcárias cinzento-amareladas (encontra-se intercalado por finos leitos arenosos, às vezes grosseiros, cinzento-avermelhados, até 232 m de profundidade). No furo da SOPOL, o mesmo tipo de depósitos atinge 276 m de profundidade (embora com predominância dos leitos calcários).

A sequência Miocénico lacustre-Miocénico fluvial e Paleogénico pode seguir-se, por exemplo, no furo de Terra do Além (Santarém) (30PS353). Após sedimentação carbonatada (122 m), surge um depósito arenoso grosseiro esbranquiçado, avermelhado e acastanhado com intercalações de margas e argilas esbranquiçadas ou acastanhadas (95 m). Inferiormente, margas

acastanhadas com intercalações de arenitos vermelhos podem ser paleogénicas.

2.2.1.9. *REGIÃO DE CHOUTO (Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-B)*

Em Marmeleira (5PS354), por baixo das areias pliocénicas aparecem 10 m de calcário compacto esbranquiçado a 146 m de profundidade, talvez miocénico.

2.2.1.10. *REGIÃO DE CORUCHE (Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-C)*

Sedimentação carbonatada somente foi encontrada em Marinhais (28,29PS377) e Lamarosa (17PS378), a profundidades de 240 m e 190 m respectivamente, após areias finas a médias esbranquiçadas pliocénicas. Constituída por 36 m de arenito médio a grosseiro, margoso, branco-amarelado ou cinzento-esverdeado, no segundo caso, e 6 m de margas, no primeiro.

2.2.1.11. *REGIÃO DE MONTARGIL (Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-D)*

Na região de Montargil, unicamente, em duas sondagens, foi atingida sedimentação carbonatada. A oeste do Couço (11PS394) atravessaram-se 23 m de margas esbranquiçadas com calcário, a 162 m de profundidade; em Monte Novo do Sol Posto (34PS393), 13 m de margas cinzento-acastanhadas, a 145 m de profundidade.

2.2.1.12. *REGIÃO DE BOMBARRAL (Carta Geológica, 1:50 000, folha 30-B)*

No furo para abastecimento de água ao concelho de Alenquer, na Quinta da Vala Nova (9JK363), os primeiros 90 m de perfuração são em arenitos argilosos, grosseiros, miocénicos, de fácies fluvial. Por baixo surge espesso conjunto argiloso (134 m), às vezes com elementos grosseiros, avermelhado, com intercalações de finos leitos gresosos com calhaus, de idade possivelmente paleogénica. Aos 224 m de profundidade, a sedimentação é marcada pelo aparecimento de margas argilosas com 60 m de espessura, na base com leito calcário compacto, cinzento-amarelado, com pelo menos 20 m.

Em Alcoentre (12PS363), o Miocénico fluvial é constituído por arenitos grosseiros, amarelados, e argilas acastanhadas; atingem os 138 m de espessura por cima das argilas avermelhadas com finas intercalações arenosas acastanhadas (até aos 301 m de profundidade) e margosas, na base.

Na Asseiceira (7PS351), por baixo das areias esbranquiçadas pliocénicas, aparecem arenitos grosseiros margosos amarelados, com seixos, que poderão ir até o Paleogénico, pelo menos 212 m.

2.2.1.13. *REGIÃO DE ALENQUER (Carta Geológica, 1:50 000, folha 30-D)*

Após os primeiros 20 m de areias, às vezes com seixos, amareladas, e argilas arenosas, acastanhadas, no furo de Paulino (104AC376) (possivelmente pliocénicas), seguem, em profundidade, margas arenosas amarelo-acastanhadas ou esverdeadas com elementos calcários esbranquiçados até aos 158 m (possivelmente miocénicas).

Em Vila Nova da Barquinha, no furo da Avinova (117AC376), aparece o conjunto margoso, às vezes arenoso, até aos 68 m. Por baixo, até aos 150 m, arenito fino a médio, margoso, com elementos calcários acastanhados.

No Carregado (119,120JK376), após 18 m de margas amareladas, aparecem arenitos margosos grosseiros, amarelados, acastanhados e, por baixo, aos 66 m, margas avermelhadas com intercalações de calcário esbranquiçado e arenitos calcários paleogénicos, até aos 130 m de profundidade.

2.2.1.14. *REGIÃO DE VILA NOVA DE OURÉM (Carta Geológica, 1:50 000, folha 27-A)*

O furo na Ribeira Branca (1AC319), com 450 m de profundidade, começou por atravessar o Miocénico lacustre de fácies carbonatada e terminou nos depósitos considerados paleogénicos. Assim, os calcários esbranquiçados margosos e as margas amareladas intercaladas caracterizam os primeiros 168 m. Dão passagem aos arenitos grosseiros acastanhados, com seixos e elementos calcários, do Miocénico fluvial (78 m); por baixo, surgem margas avermelhado-arroxeadas e esverdeadas, com elementos calcários e intercalações de finos leitos arenosos com elementos calcários acastanhados, passando, na base, a arenitos grosseiros, margosos, com seixos de calcário e xisto.

2.2.1.15. *REGIÃO DE TORRES NOVAS (Carta Geológica, 1:50 000, folha 27-C)*

Sob 30 m de argilas, em Alcanena (9AC329), aparece um leito calcário (13 m) esbranquiçado, arenoso, seguido até aos 80 m de profundidade por margas arenosas castanho-amareladas, provavelmente do Miocénico lacustre. A sedimentação carbonatada dá lugar, em profundidade, a arenitos fluviais, margosos, grosseiros, castanho-amarelados, com 68 m de espessura, passando a arenitos grosseiros, com fragmentos de calcário e seixos acastanhados até aos 310 m (162 m de espessura), possivelmente do Paleogénico.

Em Ponte do Pinto (12AC329), por baixo das aluviões (28 m a 171 m), encontra-se arenito fino a médio, às vezes grosseiro, castanho, argiloso, com ausência de elementos calcários e margas.

Em Alcorochel (13AC329), temos 138 m de margas e argilas, com intercalações de calcários esbranquiçados, a partir da superfície. Por baixo, surgem os arenitos margosos com elementos calcários acastanhados (114 m de espessura). Dos 252 m a 301 m de profundidade, aparecem margas com elementos calcários, possivelmente do Paleogénico. Em Achete (6PS340), os calcários e as margas, castanho-esbranquiçados (165 m de espessura), passam a margas argilosas, castanhas, avermelhadas até à profundidade de 222 m.

Em Pernes (5AC341), as margas arenosas com intercalações de calcários têm 140 m de espessura. Aqui também se seguem, em profundidade, arenitos grosseiros, acastanhados, com elementos calcários e intercalações argilosas, até 200 m de profundidade.

2.2.1.16. REGIÃO DE ABRANTES (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 27-D*)

No furo para abastecimento de Vila Nova da Barquinha (51iJK330), em Moita do Norte, na margem direita do Tejo, há arenito médio a grosseiro amarelado com intercalações argilosas acastanhadas sob 20 m de cascalheiras quartzosas avermelhadas (quaternárias), até ao substrato ígneo a 169 m de profundidade. Estes arenitos sem carbonatos mais se assemelham aos depósitos pliocénicos da margem esquerda do rio. Poderão, também, pertencer ao Miocénico fluvial da margem direita do Tejo, subjacente ao Miocénico lacustre.

Arenitos semelhantes (grosseiros, com seixos amarelados) aparecem no furo da Manutenção Militar (Entroncamento) (29TD330), depois de 8 m de argila arenosa esverdeada (aluvionar), com espessura de 62 m. Dão lugar a 50 m de argilas amareladas. No mesmo local, no furo da Câmara Municipal (27AC330), temos espesso conjunto arenoso fino, médio e grosseiro, às vezes argiloso,

acastanhado ou acinzentado, após 18 m de argilas e cascalheiras, até aos 190 m de profundidade.

2.2.1.17. REGIÃO DE CALDAS DA RAINHA (Carta Geológica, 1:50 000, folha 26-D)

Em Rio Maior, no furo das Carnes Nobre (5AC339), após 16 m de tufos calcários e margas acastanhadas com intercalações de tufos, surgem arenitos argilosos ou margosos, com seixo, acastanhados, e intercalações de calcário margoso lacustre, acastanhado, até 124 m de profundidade. De 124 m a 143 m aparece leito calcário gresoso acinzentado, possivelmente paleogénico. Em Rio Maior (6AC339), após 184 m de margas com intercalações calcárias, os mesmos arenitos atingem os 270 m de profundidade.

2.2.1.18. ESPESSURAS MÁXIMAS DO MIOCÉNICO, RECONHECIDAS EM SONDAGEM

QUADRO 2. 1

Espessuras máximas do Miocénico, reconhecidas em sondagem (espessuras dos arenitos calco-argilosos, equivalentes das divisões V a VII definidas na região de Lisboa)

CARTA GEOLÓGICA (1:50 000)	ESPESSURAS (m)	LOCAL
38-B	12	Apostiça
34-D	13	São João de Caparica
38-B	26	Aldeia do Meco
38-B	36	Aroeira
38-B	65	Lagoa
38-B	73	Quinta do Conde
34-B	88	Alhandra (MD)
35-C	90	Canha, Palmela, V. Novas
35-C	95	Pegões e Marateca
38-B	100	Vale de Mulatas
34-B	114	EPAL (Lezíria)
34-D	120	Charneca de Caparica
34-D	130	Verdizela
38-B	134	Casal do Sapo
39-A	140	Tróia
35-B	150	Barrosas
35-A	156	Infantado
38-B	157	V. Fresca de Azeitão

34-D	160	Belverde
34-B	164	São João da Talha (MD)
38-B	182	Quinta do Anjo
34-D	195	Amora
39-A	197	Setenave
34-D	198	Corroios
34-D	332	Casal do Marco
34-D	340	Paio Pires
34-D	367	Lavradio

2.2.2. PLIOCÉNICO

O Pliocénico está representado por um conjunto sedimentar detrítico, de fácies continental. É essencialmente constituído por areias esbranquiçadas, às vezes avermelhadas, com raras intercalações argilosas. Predomina na margem esquerda do rio Tejo onde atinge espessuras de 214 m em Pinhal Novo e 340 m em Fazendas de Almeirim.

Na margem direita do Tejo, areias semelhantes com espessuras menores cobrem tanto os depósitos miocénicos lacustres como os arenitos fluviais inferiores.

2.2.2.1. REGIÃO DE ÁGUAS DE MOURA (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 39-A*)

Em Cachofarra (19AC455; 42,49JK455) e Praias do Sado (45JK455), o Pliocénico tem espessuras que rondam os 160 m. É constituído, à semelhança de outros locais, por areias finas a médias esbranquiçadas, às vezes grosseiras, com intercalações argilosas, mais frequentes na base.

A SE de Mitrena, no Sapal (14,15,17,18,20,21,22,23AC466; 32PS466; 33JK466), as areias pliocénicas, com espessuras sempre excedendo 100 m, atingem os 137 m no furo do Ar Líquido (13TD466). Trata-se de areias finas a médias, às vezes grosseiras, com seixos, amarelo-acastanhadas. Em algumas sondagens, Setenave e Eurominas, foi citado o aparecimento de restos de conchas nos níveis cascalhentos.

Nos furos da Soltroia (7,8,9,16AC466; 31,32PS466; 33JK466), na Península de Tróia, sob areias de duna, existe espesso conjunto arenoso (101 m

a 144 m) que parece identificar-se com o Pliocénico. Trata-se de areias finas a médias, às vezes grosseiras, com seixos, esbranquiçadas, amareladas ou castanho-avermelhadas. É comum o aparecimento de restos de conchas nos primeiros 30 m a 60 m.

2.2.2.2. REGIÃO DE SETÚBAL (Carta Geológica, 1:50 000, folha 38-B)

Na Apostiça, desde a Lagoa e ao longo da ribeira, nos 15 furos da Câmara Municipal de Sesimbra (2,3,4,11,12,13,17,18,19,24,25,27JK453; 30,31PS453, com profundidades de 93, 100, 104, 138, 148, 180, 200, 216, 263, 300, 373, 393, 400 e 405 metros), para abastecimento de água ao concelho, o Pliocénico tem espessura entre 16,5 m (próximo da Lagoa) e 99 m (para o interior da bacia). É constituído, nos furos que atravessam maior espessura, por areias grossas, às vezes cascalhentas, esbranquiçadas no topo (39 m) e acastanhadas na base. Em alguns casos ocorre, intercalado a meio, um nível predominantemente argiloso, que pode atingir 28 m. A passagem aos arenitos calco-margosos do Miocénico nem sempre se processa através das cascalheiras. Nos furos mais a oeste, perto da Lagoa, surge um conjunto argilo-margoso intercalado, com 26,5 m de espessura.

Para o interior da bacia, a norte da ribeira da Apostiça, no Casal do Sapo (7AC453; 21JK453; 38PS453), o Pliocénio atinge 170 m de espessura. Compreende areias finas a médias, às vezes grosseiras, com raras intercalações argilosas, esbranquiçadas no topo e avermelhadas na base. Nota-se a ausência, nestas sondagens, do nível argiloso intermédio, presente na ribeira da Apostiça.

Para noroeste, na Aroeira (22PS453; 39FA453), as areias esbranquiçadas, finas a médias, grosseiras na base, atingem os 70 m, notando-se a ausência de níveis argilosos intercalados.

Na Quinta do Conde (29PS453), podemos seguir os três conjuntos detríticos representados na ribeira da Apostiça. A espessura total é de 158 m. Compreendem, do topo para a base, areias avermelhadas, passando a esbranquiçadas, com restos de vegetais (24 m), seguidas de 48 m de areias

finas argilosas amarelo-avermelhadas, terminando com areão grosseiro com intercalações finas, argilosas (64 m).

Na parte NE da carta, na Quinta do Anjo (32,33,3446,64PS454; 24TD454), o Pliocénico surge com fácies mais argilosa, podendo atingir 137 m de areias finas, às vezes grosseiras, de cor esbranquiçada, que passam a areias argilosas e, mesmo, argilas cinzentas, na base. Estas confundem-se, às vezes, com as margas que antecedem os arenitos calco-margosos conquíferos do Miocénico.

Em Fonte Negreiros (25JK454), num furo com 251 m de profundidade, para abastecimento de água a Vila Nova de Azeitão, o Pliocénico é constituído, do topo para a base, por 140 m de areias esbranquiçadas com seixos e calhaus. Aos 40 m, está intercalado espesso conjunto argilo-arenoso acinzentado, com 44 m de espessura. A passagem para os grés calcários amarelados miocénicos processa-se através de argilas arenosas acastanhadas.

No Pinhal Novo (51AC454), é onde o conjunto arenoso pliocénico atinge maior profundidade, 214 m, caracterizando-se, aí, por areias finas acastanhadas, com raras intercalações argilosas.

O Pliocénico a norte de Setúbal, a escassos metros de distância da serra de S. Luís, pode faltar ou atingir 100 m de espessura na sondagem do Vale de Mulatas (74PS454); é aí constituído por areias avermelhadas médias a grossas, às vezes com seixos.

2.2.2.3. REGIÃO DE SANTO ESTÊVÃO (Carta Geológica, 1:50 000, folha 35-A)

A espessura do Pliocénico é em todos os furos (2,5AC419; 6JK419; 7PS420) sempre superior a 200 m, chegando num deles a atingir os 312 m, sem que a base tivesse sido alcançada. A sua litologia mantém-se. Trata-se de areias finas a médias, esbranquiçadas ou acastanhadas, com finas intercalações argilosas cinzentas.

2.2.2.4. REGIÃO DE MORA (Carta Geológica, 1:50 000, folha 35-B)

Na região de Mora, os depósitos considerados pliocénicos continuam com fácies muito semelhantes. Trata-se de areias finas, médias a grosseiras, esbranquiçadas, às vezes argilosas, com espessura variável, crescente à medida que se afastam da periferia da bacia. Em Ciborro (2PS422), por cima das margas esverdeadas, as areias atingem 170 m. Não muito longe, para este, areias semelhantes ocorrem também sobre as margas, mas apenas atingem 6 m. Em alguns casos, estas areias dão lugar a espessa (40 m) camada argilosa na base.

2.2.2.5. REGIÃO DE SANTO ISIDRO DE PEGÕES (Carta Geológica, 1:50 000, folha 35-C)

Na folha de Santo Isidro de Pegões, o Pliocénico, de características semelhantes, pode ser acompanhado em diversos furos. É constituído por areias finas, médias, às vezes grosseiras com seixos, predominantemente esbranquiçadas, às vezes avermelhadas, com intercalações, de quando em vez, de finas camadas de argila cinzenta. Em Taipadas (29PS434) atingem 200 m de espessura; em Sesmarias (10FA434), os 176 m; 183 m, na Herdade do Cacho (30FA434); na Herdade do Contador (30FA434), os 250 m; e na Herdade Maria Vicente (27JK434), os 238 m. Porém, a espessura vai diminuindo à medida que caminhamos para a periferia da bacia: no cruzamento de Pegões (2FA434) e Monte Carvoeira (8PS445) chega a 86 m; em Gamoal (17,21PS434), a 70 m; e em Vendas Novas (33FA434), a 62 m.

Sedimentos semelhantes, constituídos por areias esbranquiçadas, finas, médias a grossas, atingem os 126 m em Marateca (11PS445) e 199 m em Palmela, na Biscaia.

2.2.2.6. REGIÃO DE LOURES (Carta Geológica, 1:50 000, folha 34-B)

Por baixo das cascalheiras e a anteceder arenitos calcários margosos coníferos, na Herdade de Pancas (Samora Correia) (13JK418), na Lezíria

(num dos furos da EPAL) (33AC404) e em Porto Alto (45PS404), aparecem areias grosseiras amareladas e esbranquiçadas com seixos e finas intercalações argilosas, acastanhadas e acinzentadas, com 122 m, 160 m e 205 m de espessura, respectivamente.

2.2.2.7. REGIÃO DE LISBOA (Carta Geológica, 1:50 000, folha 34-D)

Areias finas, médias a grosseiras com seixos, amareladas ou acastanhadas, com espessura variável e raras intercalações de argilas, às vezes ferruginosas, sobrepõem-se em geral aos arenitos calco-margosos, em quase todas as sondagens hidrogeológicas. A espessura mínima conhecida (21 m) de areia fina a média esbranquiçada surge em São João de Caparica. A ocorrência de fragmentos ferruginosos nos níveis argilosos intercalados nas areias é mais frequente e característica em Corroios, Vale Figueira, Vale Milhaços, Seixal e Torre da Marinha.

A espessura das areias pliocénicas varia da periferia para o centro da bacia. Em Charneca de Caparica (60AC442), é de 38 m; em Corroios (6JK442; 39,49AC442), entre 68 m e 106 m; em Miratejo (106PS442), 70 m; em Sobreda (50AC442), 66 m; em Talaminho (66,67AC442), 72 m; no Seixal (72TD442), 87 m; em Belverde (62,63AC442), 92 m; em Torre da Marinha (1AC442), 112 m; no Fogueteiro (65,68AC442), de 122 m a 136 m; na Amora (78AC442), 118 m; em Casal do Marco (64AC442), 132 m; em Paio Pires (18,19,20TD442; 25,26AC442), de 141 a 184 m; em Verdizela (55JK4429), 180 m; na Fisepe (35,36AC432), 186 m; na Quimigal (62TD443), 196 m; em Lavradio (73TD432), 203 m; em Vale de Zebro (51TD443), 205 m; em Vale da Amoreira (76PS443), 216 m; em Alhos Vedros (23AC443), 218 m; no Montijo (8TD432; 26AC432), 226 m; no Barreiro (100PS442), 229 m; na Moita (91PS443), 264 m; e em Palmela (80FA443; 88JK443), 264 m.

Em Palmela (80FA443; 88JK443), a este da falha do Pinhal Novo, somente são conhecidos 24 m de areias castanho-amareladas sobre os grés calcáriosossilíferos. A oeste, temos 295 m de areias finas a grosseiras, às vezes argilosas, com seixos.

2.2.2.8. REGIÃO DE SANTARÉM (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-A*)

O furo da Câmara Municipal de Almeirim (8AC365) com 364 m de profundidade, após 30 m de cascalheiras acastanhadas e 20 m de argilas castanho-claras, atravessa areias finas a grosseiras castanho-amareladas, com seixos e intercalações de argila castanho-amarelada. As argilas superiores, nos furos (20,21,22JK365) para abastecimento da Herdade de Casal Branco, encontram-se impregnadas de concreções calcárias entre os 58 m e os 100 m de profundidade. No furo da Câmara, na base dos depósitos arenosos, 208 m, aparece também num leito argiloso (4 m), castanho-esverdeado, com concreções calcárias brancas. A sedimentação prossegue até aos 233 m, com argilas arenosas e areias argilosas de cor castanho-acinzentada ou esverdeada.

Em Fazendas de Almeirim (19AC365), após 24 m de cascalheiras acastanhadas superiores, seguem-se areias grosseiras esbranquiçadas, com intercalações de argilas arenosas amareladas, tornando-se acastanhadas, na base, até os 360 m.

Sob 18 m de cascalheiras, desenvolve-se em Casal das Águas Vivas (31PS353) um espesso (171 m) depósito argiloso. Este é possivelmente pliocénico, pela posição, embora difira das vulgares areias esbranquiçadas e/ou acastanhadas, características do Pliocénico na bacia. Estas argilas acinzentadas, raras vezes acastanhadas, dão lugar, a 189 m de profundidade, a 16 m de areia fina a média, esbranquiçada ou acinzentada, às vezes grosseira, com intercalações argilosas cinzento-acastanhadas.

Em Vale de Cavalos (9AC353), o mesmo conjunto argiloso de menor espessura (cerca de 50 m) apresenta, no topo fragmentos de calcário. Por baixo das argilas surgem areias finas a grossas com seixos e calhaus, acastanhadas, às vezes argilosas, com pelo menos 73 m de espessura.

Em Lagoalva (27PS353), a espessura do conjunto argiloso é de 85 m, podendo ver-se concreções calcárias no topo num nível areno-argiloso com 5 m de espessura. Por baixo das argilas, até aos 219 m de profundidade (com 83 m de espessura), temos areias grosseiras com seixos e burgaus, amarelo-esbranquiçadas, muito semelhantes aos depósitos considerados pliocénicos.

Em Alpiarça, o furo da Câmara Municipal (12AC353), com 352 m de profundidade, após atravessar 15 m de cascalheiras recentes, entrou no espesso conjunto argiloso acastanhado que, no topo, não apresenta intercalações calcárias; até aos 152 m de profundidade (137 m), inclui, às vezes, seixos intercalados, passando a areias finas a grosseiras, acastanhadas, com seixo miúdo e raras intercalações argilosas (200 m).

Em Santarém (29PS353), na margem direita do Tejo, sobre o Miocénico lacustre ou assente nos arenitos fluviais do Miocénico, o Pliocénico restringe-se às areias finas a médias, com seixo, esbranquiçadas, com espessura variável, que pode atingir 33 m.

2.2.2.9. REGIÃO DE CHOUTO (Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-B)

No Chouto, em Entre Valas (1AC354) e Marmeleira (5PS354), as areias finas a grosseiras, com seixos, esbranquiçadas, com intercalações argilosas cinzentas, atingem espessuras de 150 m e 146 m, respectivamente.

2.2.2.10. REGIÃO DE CORUCHE (Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-C)

O Pliocénico atinge 190 m de espessura nesta folha, como acontece no furo de Lamarosa (17PS378), onde é constituído por areias finas a médias, às vezes grosseiras, com seixo, esbranquiçadas; há intercalações de argila cinzento-esverdeada.

2.2.2.11. REGIÃO DE MONTARGIL (Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-D)

Na região de Montargil (34PS393), as areias pliocénicas caracterizam-se por serem mais grosseiras e menos argilosas. Em Couço (11PS394), as areias médias a grossas, com seixo, esbranquiçadas, com raras intercalações argilosas castanho-acinzentadas, atingem 162 m.

Curiosa é a presença, em Lamarosa (4PS379), de vestígios de carvão vegetal, sob 240 m de areias grosseiras, às vezes cascalhentas, branco-amareladas, com finas intercalações argilosas cinzentas, passando nos últimos 39 m a areias finas a médias, argilosas, amarelo-acastanhadas. Esta sondagem chegou aos 279 m, sem atingir os arenitos calcários miocénicos.

2.2.2.12. REGIÃO DE BOMBARRAL (Carta Geológica, 1:50 000, folha 30-B)

Serão possivelmente pliocénicos os leitos arenosos grosseiros, com calhaus rolados esbranquiçados, que surgem, no topo dos furos, em Asseiceira (7PS351); podem atingir 50 m de espessura.

2.2.2.13. REGIÃO DE ALENQUER (Carta Geológica, 1:50 000, folha 30-D)

Poderão pertencer ao Pliocénico os primeiros 20 m de areias amareladas, às vezes com seixos, e argilas arenosas acastanhadas que aparecem no furo de Paulino (104AC376).

2.2.2.14. REGIÃO DE ABRANTES (Carta Geológica, 1:50 000, folha 27-D)

Em Santa Margarida (25AC331) aparecem areias pliocénicas, finas a médias, às vezes grosseiras, acastanhadas, com seixos e intercalações

argilosas acinzentadas até ao conglomerado com cimento carbonatado, a 194 m de profundidade.

Em Ulme (11,12JK342; 15PS342), os leitos arenosos, em geral, são grosseiros. Em Casal da Foz (13PS342), após 16 m de cascalheira branco-amarelada, possivelmente recente, observam-se 23 m de argila acastanhada, seguida de 154 m de arenito médio a grosseiro, com seixo e burgau amarelado, amarelo-esbranquiçado, com finas intercalações argilosas. Aos 93 m, numa lentícula argilosa com 12 m, surgem intercalações de lignito.

Para SE da carta, em Chaminé (4AC343), desde a superfície até à profundidade de 70 m, aparece arenito médio esbranquiçado, seguido de nível grosseiro, acastanhado, com elementos acinzentados (73 m) intercalado, aos 112 m de profundidade, por 8 m de arenito médio esbranquiçado.

2.2.2.15. REGIÃO DE CALDAS DA RAINHA (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 26-D*)

Fora do eixo da bacia de afundimento de Rio Maior, um dos furos atravessou 85 m de areias finas a médias, esbranquiçadas, até atingir tufos calcários e margas.

2.2.2.16. ESPESSURAS MÁXIMAS DO PLIOCÉNICO RECONHECIDAS EM SONDAGEM

QUADRO 2. 2

Espessuras máximas do Pliocénico, reconhecidas em sondagem (espessuras dos arenitos finos a grosseiros esbranquiçados)

CARTA GEOLÓGICA (1:50 000)	ESPESSURAS (m)	LOCAL
39-A	17	Apostiça (foz ribeira)
30-D	20	Paulino (MD)
34-D	21	São João Caparica
31-A	33	Santarém (MD)
34-D	38	Charneca da Caparica
30-B	50	Asseiceira (MD)
35-C	62	Vendas Novas

34-D	66	Sobreda
34-D	68	Corroios
34-D	70	Miratejo
38-B	70	Aroeira
35-C	70	Gamoal
34-D	72	Talaminho
35-C	86	Pegões
34-D	87	Seixal
34-D	92	Belverde
38-B	99	Apostiça
38-B	100	Vale de Mulatas
34-D	112	Torre da Marinha
34-D	118	Amora
34-B	122	Herdade de Pancas
35-C	126	Marateca
34-D	132	Casal do Marco
34-D	136	Fogueteiro
38-B	137	Quinta do Anjo
39-A	137	Sta. Catarina
38-B	140	Fonte Negreiros
39-A	144	Tróia
31-B	146	Marmeleira
31-B	150	Entre Valas
38-B	158	Quinta do Conde
39-A	160	Praias do Sado
34-B	160	Lezíria
31-D	163	Couço
38-B	170	Casal do Sapo
35-B	170	Ciborro
35-C	176	Sesmarias
27-D	177	Casal da Foz
34-D	180	Verdzela
35-C	183	Herdade do Gancho
34-D	184	Paio Pires
34-D	186	Fisepe
31-C	190	Lamarosa
27-D	194	Sta. Margarida
34-D	196	Quimigal
35-C	200	Taipadas
34-C	203	Lavradio
34-C	205	Vale de Zebro
34-B	205	Porto Alto
38-B	214	Pinhal Novo
34-D	216	Vale da Amoreira
34-D	218	Alhos Vedros
34-D	226	Montijo
34-D	229	Barreiro
35-C	238	Herdade Maria Vicente
35-C	250	Herdade Contador
34-D	264	Moita
34-D	295	Palmela
31-D	>279	Lamarosa
35-A	>312	Catapereiro
31-A	>360	Fazendas de Almeirim

2.2.3. PLISTO-Holocénico

Os depósitos recentes (terraços quaternários e aluviões) são aqui tratados indistintamente. O facto deve-se à impossibilidade de os separar, nas

sondagens. Estão associados a cascalheiras avermelhadas, intercaladas com argilas esverdeadas.

2.2.3.1. *REGIÃO DE SANTO ESTÊVÃO (Carta Geológica, 1:50 000, folha 35-A)*

Nesta área e no topo de alguns furos surge um depósito cascalhento acastanhado, com intercalações de argilas esverdeadas, típico de leitos aluvionares recentes, a anteceder as areias esbranquiçadas pliocénicas. Em Catapereiro (5AC419419; 6JK419), no Infantado, uma sondagem mostra 20 m de argila esverdeada, por baixo de 44 m de areão; noutra sondagem, o areão tem 73 m de espessura, com 30 m intercalados de argila esverdeada. Já no Monte Bernardo (26,27JK405), em Samora Correia, o areão atinge 147 m de espessura.

2.2.3.2. *REGIÃO DE MORA (Carta Geológica, 1:50 000, folha 35-B)*

Em Coruche (11PS407), os depósitos recentes são constituídos por areão grosseiro amarelo-esbranquiçado, com espessura a rondar os 36 m.

2.2.3.3. *REGIÃO DE LOURES (Carta Geológica, 34-B)*

Em Samora Correia (13JK418), na Herdade de Pancas, os dois furos para abastecimento mostram depósitos aluvionares recentes constituídos por cascalheiras amareladas com intercalações argilosas acinzentadas; atingem 90 m de espessura. Na Lezíria, nos furos da EPAL (33AC404), os mesmos depósitos têm de 92 m a 100 m. Em Samora Correia (49PS404), a espessura aumenta para 138 m, enquanto no Porto Alto (45PS404), diminui para 62 m. Em Santo Isidro (48JK404), a espessura é de 124 m.

2.2.3.4. REGIÃO DE LISBOA (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 34-D*)

Na margem sul do Tejo, a cobrir os depósitos arenosos pliocénicos, são frequentes leitos lodosos com restos de conchas nas zonas baixas próximas do estuário; nas zonas altas, surgem cascalheiras avermelhadas. No Alfeite (40JK442), temos 28 m de areia lodosa com fósseis e burgau, acinzentada, no Seixal (72TD442), leito semelhante com 24 m, e em Paio Pires (25,26AC442), não ultrapassa os 13 m. No Lavradio, no furo da CUF (27,52,69,75AC442), os lodos arenosos com conchas atingem 12 m. Na zona mais afastada do rio, os primeiros 26 m são de areia fina a grossa, com seixos, avermelhada. Nas zonas altas, na Atalaia (28TD442), os 43 m de areias grosseiras com calhaus e burgaus, amareladas, que aparecem no topo dos furos são possivelmente do Quaternário. Na Cruz de Pau (92JK442) e Torre da Marinha (1AC442), as cascalheiras atingem 10 m e 15 m, respectivamente.

2.2.3.5. REGIÃO DE SANTARÉM (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-A*)

Em Almeirim (8AC365), no topo dos furos da Câmara Municipal, os depósitos de cascalheira acastanhados com intercalações argilosas cinzentas variam de 25 m a 33 m de espessura; nas Fazendas de Almeirim (19AC365) não excedem 10 m.

As cascalheiras acastanhadas, às vezes esbranquiçadas, com elementos de 6 cm a 35 cm de diâmetro, chegam aos 48 m de espessura em Alpiarça (12AC353); em Vale de Cavalos, (9AC353), os mesmos depósitos grosseiros podem ter de 15 m a 22 m de espessura; atingem 51 m em Lagoalva de Cima (27PS353).

Na Chamusca, as cascalheiras com calhaus rolados, de diâmetro superior a 20 cm, constituem os primeiros 18 m da sondagem em Casal das Águas Vivas (31PS353).

2.2.3.6. REGIÃO DE CORUCHE (Carta Geológica, 1:50 000, folha 31-C)

Cascalheiras recentes podem ver-se em alguns furos nesta área, a anteceder as areias esbranquiçadas pliocénicas. As espessuras variam muito. Em alguns casos, estes depósitos cascalhentos (calhaus até 15 cm) estão intercalados, a meio, por espessa camada argilosa esverdeada. Em Batalhoz (Marinhais) (29PS377), temos 66 m de areão com calhaus rolados amarelo-acastanhados; noutro local, em Marinhais (28PS377), o mesmo areão com intercalações argilosas chega a 83 m. Em Glória do Ribatejo (18FA378), estes depósitos têm 46 m de espessura; em Foros de Salvaterra (20PS391), têm 71 m, mas a anteceder 20 m de argila. As espessuras máximas, de 135 m e 110 m, verificam-se na Herdade do Valão (10AC392) e em Susalva (8AC392), respectivamente.

2.2.3.7. REGIÃO DE ALENQUER (Carta Geológica, 1:50 000, folha 30-D)

Em Castanheira do Ribatejo (74TD390; 106,107,108,110JK390; 109PS390), as aluviões do Tejo atingem 50 m de espessura. Os primeiros 30 m correspondem a lodos e argilas lodosas acinzentados; os restantes 20 m, a cascalheiras de elementos de grandes dimensões em matriz arenosa grosseira.

2.2.3.8. REGIÃO DE TORRES NOVAS (Carta Geológica, 1:50 000, folha 27-C)

Na confluência do rio Almonda com o rio Tejo, em Ponte do Pinto (12AC329), os depósitos de cascalheiras têm cerca de 28 m de espessura.

2.2.3.9. REGIÃO DE ABRANTES (*Carta Geológica, 1:50 000, folha 27-D*)

As aluviões do Tejo entre Tramagal e Chamusca, na margem esquerda do rio, atingem espessuras escassas. Assentam no substrato xistoso ou granítico. Depósitos cascalhentos avermelhados, com 25 m de espessura, sobrepõem-se ao substrato granítico em Tramagal (14TD331; 15,16,17,18AC331) (nos furos da Câmara Municipal). Em Constância (8,9JK330; 17TD330), encostados ao rio, na margem direita, sobre os xistos, os mesmos depósitos atingem 26 m e, na Chamusca (18TD330), Carregueira (8,9AC342), junto do rio, na margem esquerda, tais depósitos, sobre granitos, não ultrapassam os 20 m. Nos furos do Arrepiado e São Miguel do Rio Torto (27,32AC331), aqui cobrindo xistos, cascalheiras acastanhadas atingem 24 m de espessura.

Na margem direita do Tejo, no Entroncamento, a 1000 m de distância, o furo da CP (22AC330) atravessou 100 m de aluvião sem atingir o substrato.

Em Vale das Rãs (Abrantes) (4,5AC331), os depósitos quaternários, constituídos por areias com seixos e calhaus amarelados, às vezes argilosos, têm 52 m de espessura, enquanto em Montalvão, os mesmos depósitos, sobre gnaisses, ficam-se pelos 28 m.

Ao longo da ribeira de Ulme (15PS342), os sedimentos superficiais compreendem depósitos grosseiros cascalhentos amarelados, com 30 m de espessura, perto de Chamusca, e 16 m, em Casal da Foz (13PS342). Em Ulme (11,12JK342), os depósitos grosseiros só têm 3 m de espessura e passam em profundidade a argilas arenosas amareladas. Estas cascalheiras superficiais parecem atribuir-se a depósitos aluvionares recentes ou a terraços quaternários.

2.2.3.10. ESPESSURAS MÁXIMAS DO PLISTO-Holocénico RECONHECIDAS EM SONDAGEM

QUADRO 2. 3

EspeSSuras máximas do Plisto-Holocénico, reconhecidas em sondagem (espeSSuras das cascalheiras quaternárias e aluviões)

CARTA GEOLÓGICA (50000)	ESPESSURAS (m)	LOCAL
31-A	10	Fazendas de Almeirim
34-D	12	Lavradio
34-D	13	Paio Pires
34-D	15	Cruz de Pau
27-D	16	Casal da Foz
31-A	18	Chamusca
27-D	20	Carregueira
31-A	22	Vale de Cavalos
27-D	24	Arrepiado
34-D	24	Seixal
27-D	25	Tramagal
27-D	26	Constância
27-D	28	Montalvão
27-C	28	Ponte Pinto (MD)
34-D	28	Alfeite
27-D	30	Ulme
31-A	33	Almeirim
35-B	36	Mora
34-D	43	Atalaia
31-C	46	Glória do Ribatejo
31-A	48	Alpiarça
30-D	50	Castanheira do Ribatejo
31-A	51	Lagoalva de Cima
27-D	52	Vale das Rãs
34-B	62	Porto Alto
31-C	71	Salvaterra
31-C	83	Marinhais
34-B	100	Lezíria
27-D	>100	Entroncamento (MD)
31-C	110	Susalva
34-B	124	Santo Isidro
31-C	135	Herdade do Valão
34-B	138	Samora Correia
35-A	147	Samora Correia

2.4. GEOMORFOLOGIA E OROGRAFIA

Na parte portuguesa da bacia hidrográfica do rio Tejo encontram-se alguns dos principais sistemas montanhosos do País, onde nasce grande parte

dos afluentes (Ocrea, Zêzere, Nabão, Almonda, Alviela, Maior, Sever, ribeira de Nisa), que são determinantes no controlo da climatologia. Desempenham, por isso, papel importante na frequência e distribuição das chuvas na região. No Quadro 2.4 podemos ver as principais serras e a sua altitude máxima.

QUADRO 2. 4

Sistemas montanhosos da bacia hidrográfica e altitudes máximas

SISTEMA MONTANHOSO	ALTITUDE MÁXIMA (m)
Estrela	1991
Gardunha	1223
Lousã	1204
Alvelos	1080
Malcata	1075
Vermelha	967
Montejunto	664
Aire	679
Ossa	650
Arrábida	500
Sintra	529
S. Mamede	1025

Relacionado com os sistemas montanhosos referidos, origina-se uma bacia de forma assimétrica, caracterizada por uma vasta planície. O relevo enquadrante eleva-se, na margem direita, na serra da Estrela, a cerca de 2000 m, enquanto na margem esquerda é, no geral, menos acentuado, com desenvolvimentos de uma série de colinas de altitude média não superior a 200 m.

A jusante de Vila Nova da Barquinha, o Vale do Tejo define um alinhamento geomorfológico de disposição acentuadamente rectilínea, na direcção NNE-SSW, sugerindo um controlo estrutural, por uma fractura ou conjunto de fracturas com aquela orientação.

Verifica-se assimetria, neste troço do rio Tejo, relativamente à localização dos terraços fluviais: na margem direita, estão escalonados a montante de Alpiarça, enquanto a jusante se escalonam na margem esquerda (DAVEAU, 1980), sugerindo movimentações diferenciais, que originaram balançamentos

controlados por um acidente tectónico localizado ao longo do rio (CABRAL, 1995).

Na margem esquerda do Tejo, a sueste de Almeirim, a serra do mesmo nome destaca-se na paisagem aplanada, com relevo de cerca de 170 m, de provável origem tectónica (CABRAL, 1995). À semelhança, na margem direita, destaca-se da paisagem planáltica a elevação de Santarém, com cotas de 100 m a 110 m, que segundo CARVALHO (1968) foi elevada tectonicamente após a formação dos calcários.

Os depósitos calco-argilosos cenozóicos da margem direita, um dos domínios geomorfológicos da Bacia do Baixo Tejo, definem uma superfície tabular aplanada, em forma de planalto, com altitude média de 100 m (BARBOSA, 1995), por onde toda a rede de drenagem com origem nas exsurgências do Maciço Calcário Estremenho, e através dos vales pouco escarpados de orientação predominantemente NW-SE, desagua no Tejo. Os terraços quaternários desenvolvem-se em plataformas de inundação, à altitude média de 5 m para o Q₃; e acima de 25 m para o Q₂.

Os depósitos pliocénicos da margem esquerda do Tejo, segundo domínio geomorfológico de acordo com BARBOSA, definem uma superfície de acumulação, mais ou menos aplanada a diferentes cotas que decrescem para jusante, variando os máximos, de 300 m, na região de Abrantes, para cerca de 70 m, na região de Lisboa-Setúbal. A rede de drenagem nasce quase exclusivamente, no Maciço Paleozóico, com excepção de alguns casos ocorrentes no Terciário; possui orientação, no geral, N-S; porém, há inversão para E-W no final do percurso, em algumas situações, como acontece com o rio Sorraia. Na margem esquerda podem ser seguidos os terraços fluviais desde o Q₄ ao Q₁, que se desenvolvem entre os 10 m e os 90 m.

2.5.TECTÓNICA

O vale do Baixo Tejo caracteriza-se por uma complexidade estrutural profunda, com evidências da presença de acidentes tectónicos numa zona de falhas, dispostas ao longo do vale, que limitam a SE o “Fosso Lusitânico” (RIBEIRO, 1981). O mesmo autor refere que o “Fosso Lusitânico”, depois de estar submetido a tracção durante a génese do Fosso Mesozóico, sofreu inversão tectónica no Cenozóico, passando a ocorrer elevação do antigo fundo

da depressão tectónica, relativamente ao bordo, que ao deprimir-se gerou a Bacia do Tejo.

As fases tectónicas, que estão na base da estruturação terciária da Península Ibérica são da responsabilidade da orogenia pirenaica (BARBOSA, 1995) e tiveram início no Paleocénico médio/superior (SRIVASTAVA *et al.*, 1990; *in* DE RUIG *et al.*, 1991). Os principais momentos de transmissão de esforços, escalonados no tempo, remobilizam famílias de falhas preexistentes do orógeno hercínico (RIBEIRO *et al.*, 1979).

A orientação da fracturação e a deformação dos estratos parecem evidenciar a existência de dois episódios tectónicos distintos. Um, mais antigo, onde a fracturação segue orientação predominante, NW-SE, e outro, mais recente, onde a fracturação segue a orientação NE-SW. Esta última coincide com a direcção do troço actual do Tejo e com a orientação da falha de Benavente. Estes episódios tectónicos resultam da convergência entre a Eurásia e a África que, durante o Paleocénico-Oligocénico, se orientava segundo NNE-SSW, rodando a direcção de convergência, durante o Miocénico, para NNW-SSE (TAPPONNIER, 1977). No Miocénico final dá-se a “inversão tectónica” com alteração de regime tractivo para compressivo (CARVALHO *et al.*, 1983; RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1990/92).

No Neogénico, as falhas do vale inferior do Tejo ter-se-á movimentado com uma componente vertical de tipo inverso ou *upthrusting*, com descida relativa do bloco oriental, aumentando progressivamente o desnivelamento vertical de NNE para SSW, com componente horizontal de movimentação em desligamento esquerdo (CABRAL, 1995).

No Pliocénico, os deslocamentos verticais foram reduzidos e concentraram-se na região de Pinhal Novo, que funcionou como “depocentro” naquele período, possivelmente em relação com halocinese na estrutura diapírica profunda aí existente (CABRAL, *op. cit.*, p.185).

A disposição simétrica de balançamentos em relação ao curso do rio sugere deslocamentos verticais “em tesoura” numa estrutura orientada NNE-SSW, com predomínio evidente do abatimento do lábio ESE, entre Alpiarça e o Barreiro.

O estudo das sondagens hidrogeológicas permitiu, quando os furos eram próximos, revelar acidentes tectónicos imperceptíveis à superfície (Quadro 2.5, Fig. 2.5). Detectou-se um acidente tectónico em Pinhal Novo, definindo um alinhamento de orientação NNE-SSW, paralelo ao actual leito do rio, que se desenvolve de Alcochete a Benavente, seguindo possivelmente para Norte, passando a W de Ulme; para sul, atinge Setúbal. O acidente referido poderá ser

o mesmo que CABRAL (1995) descreve, com orientação NNE-SSW, a passar por Alcochete, Montijo, Pinhal Novo e Setúbal que, segundo ele, estabelece a fronteira oriental das importantes deformações alpinas da cadeia orogénica da Arrábida.

Com a mesma orientação e passando pelo Seixal (Ponta dos Corvos) e Poceirão foram detectados nas sondagens outros acidentes.

Confirmamos a existência de acidentes tectónicos de orientação NE-SW em Alverca, já observados à superfície e indicados na cartografia geológica.

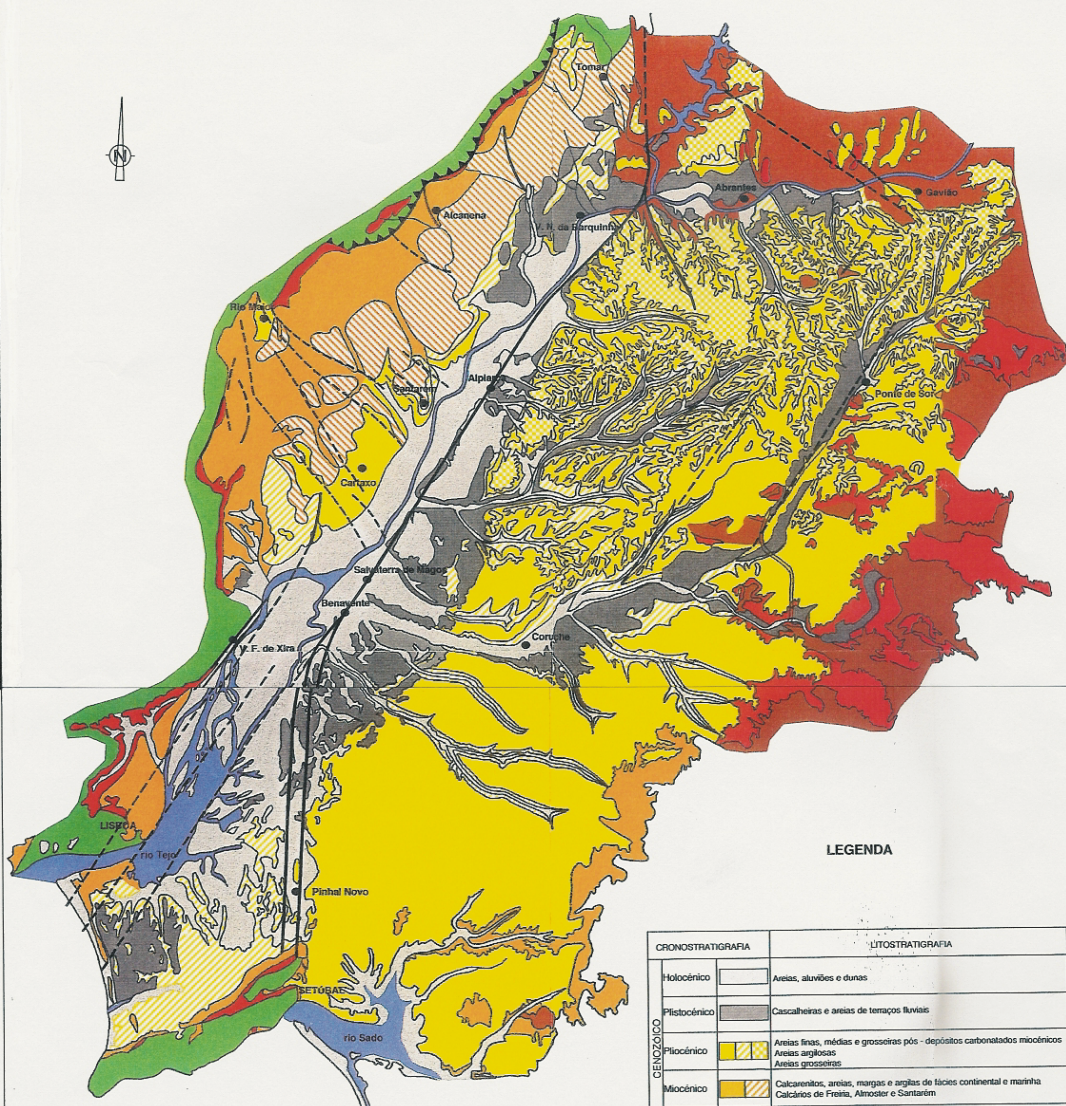
Na margem direita do Tejo parecem desenvolver-se fracturas de orientação NW-SE a convergirem para a Bacia de Rio Maior, definindo um “graben” entre Cartaxo e Santarém. São as falhas do Cartaxo, Almeirim-Santarém, Setil-Cruz do Campo. Outras falhas de menor importância e de orientação diferente foram detectadas em Alcoentre e ribeira de Alcobertas.

QUADRO 2. 5

Furos com localização próxima que permitiram detectar desníveis anómalos explicáveis pela ocorrência de fracturas

FALHA	FUROS	DESNÍVEL (m)
Pinhal Novo-Benavente	10/454; 51/454 29/443; 92/443 88/443; 22/443 9/418; 7/418 5/419; 6/419 27/405; 26/405	260 (Miocénico) 52 (Miocénico) 261 (Miocénico) 116 (Miocénico) 115 (Miocénico) 40 (Aluvião)
Ponta dos Corvos	72/442; 96/442	80 (Miocénico)
Apostiça (Lagoa)	27/453; 11/453	15 (Miocénico)
Alverca	40/404; 11/404	35 (Miocénico)
Alverca (2ª falha)	41/404; 46/404 46/404; 39/404	47 (Miocénico) 52 (Miocénico)
Ciborro (Lavre)	1/421; 2/422	187 (Miocénico)
Canha	3/434; 10/434	61 (Miocénico)
Canha	2/419; 8/420	29 (Miocénico)
Gamoal	17/434; 22/434	85 (Miocénico)
Craveiras do Norte	20/434; 17/434	129 (Miocénico)
Coruche	6/406; 8/406	84 (Miocénico)
Foros-Craveiras do Sul	2/445; 8/445	114 (Miocénico)

Setil-Cruz do Campo	26/377; 12/377	176 (Pliocénico)
Santarém	30/353; 10/353	44 (Miocénico)
Alenquer	8/363; 9/363	51 (Paleogénico)
Alcoentre	10/363; 12/363	98 (Paleogénico)



LEGENDA

CROONSTRATIGRAFIA		LITOSTRATIGRAFIA
CENÓZOICO	Holocénico	Areas, aluviões e dunas
	Plistocénico	Cascalheiras e areas de terraços fluviais
	Miocénico	Areas finas, médias e grosseiras pós - depósitos carbonatados miocénicos Areas argilosas Areas grosseiras
	Óligocénico	Calcarenitos, areas, margas e argilas de fácies continental e marinha Calcários de Freixo, Almôster e Santarém
	Paleocénico	Depósitos torcionais com intercalações calcárias ante - Miocénico
MESOZOICO		Calcários e arenitos da Orla Ocidental e da serra da Anábida
PALÉOZOICO		Granitóides, quartzitos, e xistos das Beiras e do Alentejo

———— Falha

— — — — — Falha provável

▲▲▲▲ Cavaleamento

0 4 8 12 16 20 km

ESCALA

Fig. 1 - Mapa geológico e tectónico do Cenozóico da Bacia do Baixo Tejo.

Baseado na interpretação das sondagens, na Carta Geológica de Portugal nas escalas 1:50 000 e 1:500 000 e no mapa geológico da Bacia Terciária do Baixo Tejo in BARBOSA, 1995.

3. ENQUADRAMENTO HIDROCLIMATOLÓGICO

A dinâmica do meio natural depende do clima e das suas variações. O clima exerce influência directa no carácter e no funcionamento da rede hidrográfica, na alteração das rochas, no tipo de cobertura vegetal e no modelado da superfície. Condiciona indirectamente a infiltração e a escorrência. Determina, para uma área ou região, a existência de recursos hídricos, bem como a forma mais provável de ocorrerem, superficial ou subterraneamente.

A importância dos recursos hídricos de uma região é indiscutível pelo papel que desempenham como fonte de abastecimento para diversos fins, urbanos, industriais e agrícolas, para além de contribuírem, na sua componente superficial, para a modelação do relevo (erosão), e constituírem fonte de energia eléctrica, lazer e meio de transporte.

A área em estudo enquadra-se numa vasta região hidrográfica do País, a parte portuguesa da bacia do rio Tejo. Pelas influências que exerce ao nível da climatologia e da hidrologia, achamos por bem não restringir a análise à área ocupada pelos depósitos cenozóicos, alargando-a a toda a bacia hidrográfica, até porque o rio Tejo e seus afluentes desenvolvem grande parte do percurso fora das áreas onde afloram unidades cenozóicas.

Condicionou também, esta decisão, a localização das estações hidrométricas, em grande parte fora dos afloramentos cenozóicos, essenciais para a separação do escoamento (superficial e subterrâneo) e fundamentais na apreciação comparativa de taxas de infiltração nos diversos meios geológicos.

Ao mesmo tempo, era possível proceder aos balanços hídricos entre bacias hidrogeológicas contíguas, incluídas na bacia hidrográfica ou fora dela.

3.1. HIDROLOGIA

A origem, a localização e a permanência de linhas de água são devidas à concentração de excedentes hídricos e à existência de escoamento superficial. A sua densidade relaciona-se com o regime de escorrência, com a geomorfologia e com as características hidrogeológicas dos afloramentos rochosos.

A rede hidrográfica depende altamente da frequência, intensidade e duração da precipitação; da evapotranspiração e dos factores que a condicionam, como a temperatura, a humidade do solo e a vegetação; e da infiltração, que é função da porosidade, da permeabilidade dos depósitos geológicos e da inclinação da superfície topográfica.

O rio Tejo, principal linha que drena a área estudada, nasce em Espanha, na serra de Albarracin, a 1600 m de altitude, e desagua no oceano Atlântico, entre Lisboa e Almada. O percurso total, aproximado, é de 1100 km, dos quais os últimos 272 km são percorridos em território português (*vide* perfil P.1).

A bacia hidrográfica, alongada e de orientação sensivelmente E-W, cobre uma área total de 80 629 km². A parte portuguesa com 24 860 km², ou seja, 31 % da superfície total, inicia-se nas Zonas Centro-Ibérica (ZCI) e de Ossa-Morena (ZOM), terminando no oceano Atlântico, entre Lisboa e Setúbal.

Desde a fronteira até próximo de Constância, o leito, com margens escarpadas, está encaixado em depósitos do Proterozóico e Paleozóico do Maciço Hespérico, constituído, predominantemente, por granitóides, xistos metamórficos e quartzitos. Ao atingir os depósitos cenozóicos, perto de Abrantes, o leito espraia-se numa alargada planície aluvial, de margens assimétricas, nos depósitos sedimentares plio-quadernários, quase sempre ladeados pelo Miocénico.

Desde a nascente até à foz, o Tejo recebe o contributo de vários afluentes dos quais em Espanha, os principais são: os rios Jarama, Alberche, Tietar, Alagon, Guadiela e Almonte. Em Portugal merecem referência os rios Erges, Ponsul, Ocresa, Zêzere, Almonda, Alviela, Maior, Ota, Alenquer, Trancão, Sever, Sorraia, Almansor e Judeu, e as ribeiras de Loures, Nisa, Ulme, Muge, Magos, Moita e Vala Real (Quadros 3. 1 e 3. 2).

A área ocupada pelas bacias hidrográficas dos afluentes é variável, diminuindo fortemente com a proximidade da foz (Fig. 3. 1; Quadro 3. 3).

QUADRO 3. 1

Rios e ribeiras afluentes do Tejo, em Portugal

	MARGEM DIREITA	MARGEM ESQUERDA
Principais Afluentes	Erges Ribeira de Aravil Ponsul Ocresa Zêzere (Nabão) Almonda Alviela Maior (R ^a . Almoester e Alcobertas) Ota Alenquer Trancão Ribeira de Loures	Sever Ribeira de Nisa Ribeira de Ulme Ribeira de Muge Ribeira de Magos Sorraia (Tera, Seda, Sor, Erra e Divor) Almansor (Lavre e Canha) Ribeira da Moita Vala Real Judeu

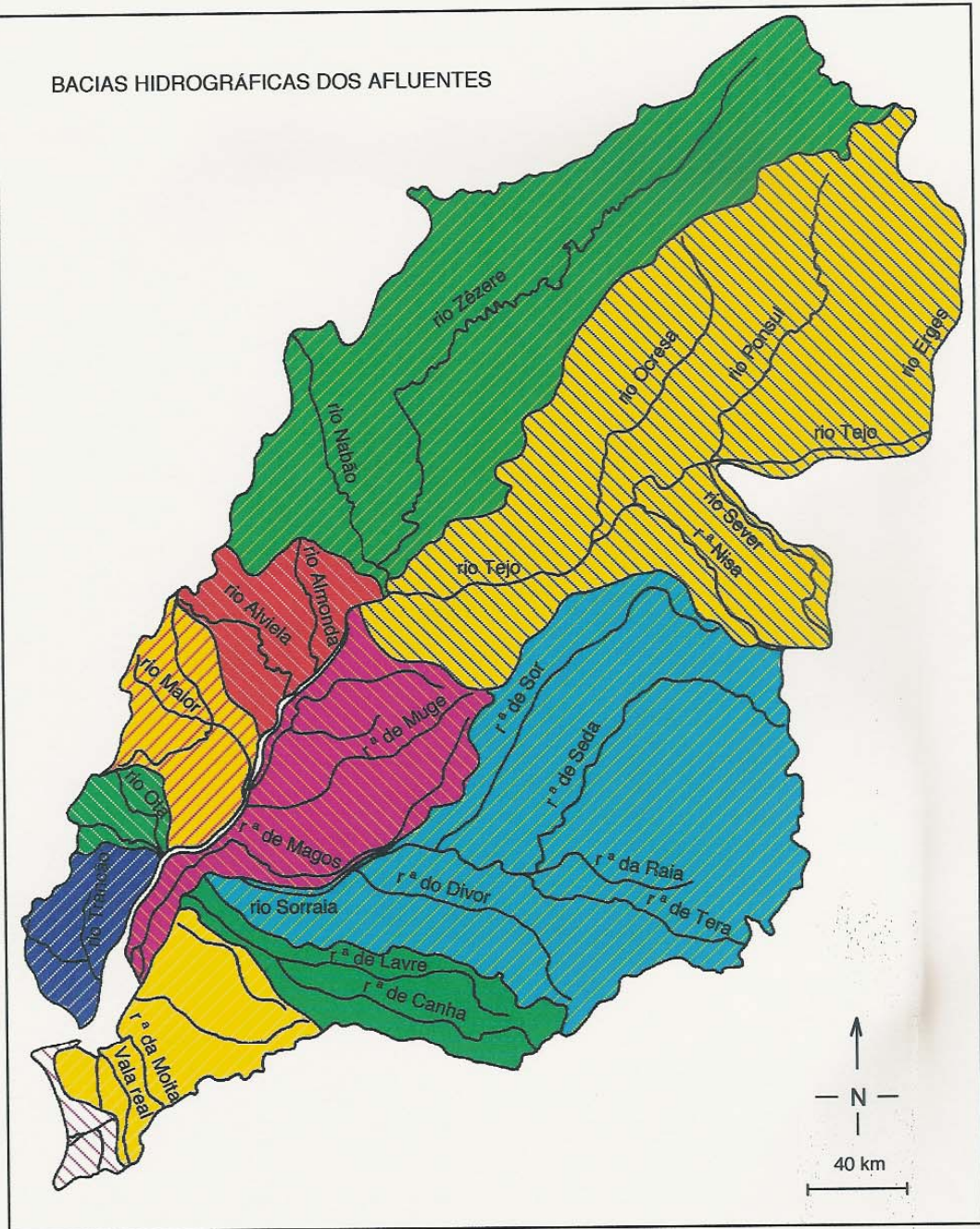


Fig. 3. 1 - Rede hidrográfica do Tejo (bacias dos afluentes)

QUADRO 3. 2

Caudal médio anual escoado no Tejo e afluentes

RIO OU RIBEIRA	CAUDAL MÉDIO ANUAL (hm ³)	PERÍODO DE REGISTOS	LOCAL DE OBSERVAÇÃO (estação hidrométrica)
Tejo	8800 8267 10 841 11 419	1912 a 1976 1976 a 1990 1976 a 1990 1976 a 1989	Alcantara (Espanha) Tramagal Almourol Omnias
Sorraia	794	1934 a 1954	Ponte Coruche
Nabão	277 120	1976 a 1990 1979 a 1980	Fábrica Matrena Agroal
Almansor	138	1978 a 1984	Ponte Santo Estêvão
Alviela	127	1978 a 1989	Pernes (ribeira)
Almonda	88 114	1978 a 1990 1976 a 1990	C.N.F.T. Torres Novas Ponte Nova
Sor	104	1979 a 1988	Moinho Novo
Ponsul	103	1933 a 1948	Idanha-a-Nova
Seda	103	1979 a 1988	Ponte Vila Formosa
Tera	84	1952 a 1985	Pavia
Canha	73	1980 a 1989	Ponte Canha
Maior	60 26	1976 a 1990 1978 a 1989	Freiria Rio Maior
Alcobertas	47	1980 a 1985	Ponte Barbancho
Raia	47	1978 a 1988	Couto de Andreiros
Nisa	30	1980 a 1989	Ponte Panasco
Loures	30	1978 a 1989	P. Pinhal
Trancão	30	1978 a 1989	Ponte Canas
Alenquer	19 26	1979 a 1990 1982 a 1990	Ponte Barnabé Ponte Alenquer
Muge	24	1933 a 1945	Vale de Flores
Ota	7	1979 a 1985	Ponte Ota
Zêzere	58	1948 a 1985	Manteigas

QUADRO 3. 3

Superfície ocupada pelas bacias dos rios e ribeiras afluentes

	CURSO DE ÁGUA (rios e ribeiras)	SUPERFÍCIE (km ²)	% EM RELAÇÃO AO TOTAL
Margem direita	Erges Ponsul, Ocrea e R. Nisa Zêzere Almonda e Alviela Maior, Alcobertas e Almoester Ota e Alenquer Trancão e R. Loures	560 7268 5343 851 888 279 585	2,3 29,2 21,5 3,4 3,6 1,1 2,4
Margem esquerda	Sorraia R. Ulme, Muge e Magos Judeu, Vala Real e R. ^a Moita Almansor	5710 1945 1174 1086	22,9 7,8 4,7 4,3
Litoral oeste	Lagoa de Albufeira e Escarpa Litoral	205	0,8

3.1.1. AFLUENTES NA MARGEM DIREITA DO TEJO

O primeiro afluente do Tejo, a jusante da barragem de Alcântara (Espanha), em território português, é o rio Erges. Constitui a fronteira este de Portugal, desde a nascente até à foz. Nasce na Zona Centro-Ibérica (ZCI), em Vale Feitoso, à cota de 300 m, na “Formação do Rosmaninhal” (C_{BR}), constituída por turbiditos finos e conglomerados. Desagua no rio Tejo, em Rosmaninhal (mesma formação), à cota de 110 m.

O afluente seguinte é a ribeira de Aravil, onde se situa a barragem de Toullica, a primeira da rede hidrográfica, em Portugal.

Antes de Vila Velha de Ródão, após a barragem de Cedillo (Espanha), a 70 m de altitude, o Tejo recebe o Ponsul, um dos principais afluentes. Nasce em Penamacor (ZCI), no “Complexo xisto-grauváquico das Beiras”, nos turbiditos e conglomerados da “Formação de Malpicas” (C_{BM} e C_{BI}), à cota de 660 m; no seu percurso atravessa granitos monzoníticos porfiróides e granodioritos, hercínicos, e conglomerados arcósicos de Cabeço do Infante do Eocénico-Oligocénico, durante 73 km (Perfil 2, Quadro 3. 4). Nele se situa a barragem de Idanha, um dos principais aproveitamentos hidroelétricos.

O rio Ocreza nasce na serra da Gardunha (ZCI), a 1220 m de altitude, nos turbiditos da “Formação de Alameda” (C_{BA}). Atravessa os turbiditos e conglomerados das “Formações de Perais” (C_{BP}) e Rosmaninhal” (C_{BR}). A nascente, está implantada a barragem de Marateca e, junto à foz, a de Pracana. Junta-se ao Tejo, à cota de 40 m, a jusante da barragem de Fratel, após 76 km, (Perfil 3, Quadro 3. 4).

O rio Zêzere é o mais importante afluente do Tejo. Nasce nos granitos hercínicos da serra da Estrela (ZCI), à altitude de 1950 m. Atravessa o “Complexo xisto-grauváquico das Beiras”, as Formações de turbiditos e conglomerados (C_{BA}), (C_{BR}) e (C_{BP}), as cristas quartzíticas do Ordovícico (O_{Qa}), os xistos negros do Silúrico (S), os xistos, arenitos e calcários do Devónico (D_{Dr}) e, por fim, os ortogneisses pré-hercínicos. Desagua, no Tejo, perto de Constância, após a captura do Nabão, à cota de 10 m (Perfil 4, Quadro 3. 4).

O rio Nabão drena parte do Maciço Jurássico e Cretácico da Orla Ocidental (OO). Nasce, em Ancião, nos calcários da serra de Ancião do Aaleniano-Bajociano (J^2), atravessa os depósitos margo-carbonatados do Oxfordiano-Kimeridgiano (J^3) e os grés cretácicos (C^1_A). Atinge o Miocénico (M_{ST}), a norte de Tomar, e continua nele até confluir com o Zêzere, perto de Constância.

No Zêzere situam-se as principais barragens da bacia hidrográfica, as de Santa Luzia, Cabril, Bouça e Castelo do Bode.

O Maciço Calcário Estremenho (OO) continua com o seu contributo através do rio Almonda, que nasce nos calcários jurássicos do Aaleniano-Bajociano (J^2) da serra de Minde, à cota de 200 m. A nascente deste rio surge por cavalgamento do Jurássico sobre o Miocénico, superando a barreira, quase impermeável do Paleogénico. O Paleogénico estabelece uma fronteira, entre o Mesozóico e o Cenozóico ao longo da bordadura ocidental da bacia. O seu perfil longitudinal (Perfil 5, Quadro 3. 4) desenvolve-se, num curto percurso de 28 km, até ao Tejo, à cota de 10 m.

Com as principais nascentes, ainda no Maciço Calcário Estremenho (OO), o rio Alviela nasce, à altitude de 505 m, nos calcários jurássicos do Aaleniano-Bajociano (J^2) da serra de Aire, também por cavalgamento do Jurássico sobre o Miocénico, superando-se, de igual modo, a barreira do Paleogénico. Desagua, após 40 km, no Tejo (Perfil 6, Quadro 3. 4), em Alcanhões, à cota de 8 m.

O rio Maior nasce no sopé da serra dos Candeeiros (OO), nos calcários jurássicos do Aaleniano-Bajociano (J^2), à altitude de 200 m, e desagua no Tejo pela Vala da Asseca (Perfil 7, Quadro 3. 3), a 40 m de distância da nascente, depois de receber as duas principais ribeiras afluentes, a de Alcobertas (Perfil 7 a, Quadro 3. 4) e a de Almoester (Perfil 7 b, Quadro 3. 3).

Já perto da foz, não muito longe de Lisboa, o Tejo recebe ainda o contributo dos mais curtos afluentes na margem direita, cujo comprimento ronda os 25 km. Eles são os rios da Ota (Perfil 8, Quadro 3. 4), Alenquer (Perfil 9, Quadro 3. 3), Trancão (Perfil 10, Quadro 3. 3) e a ribeira de Loures (Perfil 11, Quadro 3. 4).

O rio da Ota nasce em Espinhaço de Cão (Alenquer) nas camadas gresosas de Freixial do Jurássico superior (J^3_F), à altitude de 140 m. O rio de Alenquer nasce, em Penedos (Tramagal), já no limite sul da serra de Montejunto, nas camadas do Freixial, à altitude de 340 m, atravessa o Paleogénico e entra no Miocénico, em Camarnal. Desaguam, próximos, em Azambuja, à cota de 2 m.

O rio Trancão e a ribeira de Loures, últimos afluentes da margem direita, juntam-se ao Tejo muito próximo da foz. O Trancão nasce em Sobral de Monte Agraço, à altitude de 330 m, no grés do Jurássico superior (J^3_F), atravessa o Cretácico (C^1_B e C^3), o “Complexo de Benfica” e, por último, o Miocénico. A ribeira de Loures nasce no Cretácico superior (C^3), em Mafra, à cota de 230 m, passa pelo “Complexo de Benfica” e desagua no Miocénico.

3.1.2. AFLUENTES NA MARGEM ESQUERDA DO TEJO

O afluente da margem esquerda do Tejo que estabelece (em parte) a fronteira este de Portugal com a Espanha, à semelhança do que acontece com o Erges, é o rio Sever. Com 57 km de comprimento (Perfil 12, Quadro 3. 4), nasce na serra de S. Mamede (na ZCI), em Marvão, à altitude de 750 m, na “Formação de S. Mamede” (D_{SM}), constituída por xistos, arenitos e calcários. Corta os granitos hercínicos e desagua em Fronteira, à cota de 70 m, no “Complexo xisto-grauváquico das Beiras”, nos turbiditos de Perais (C_{BP}).

A ribeira de Nisa nasce na vertente oeste da serra de S. Mamede, na Lapa (Nisa), à altitude de 900 m, nos xistos, arenitos e calcários da “Formação de S. Mamede”. Atravessa o Silúrico, os ortogneisses pré-hercínicos e os granitos hercínicos. Junta-se ao Tejo a montante da barragem de Fratel, à cota de 60 m, no “Complexo xisto-grauváquico das Beiras”, percorridos 49 km (Perfil 13, Quadro 3.4).

Com nascente nos depósitos sedimentares pliocénicos (OO), a ribeira de Ulme, com ligação à vala de Alpiarça, nasce em Aranhos à altitude de 150 m. Situa-se nela a barragem dos Patudos, destinada a fins agrícolas.

A ribeira de Magos, com nascente no Pliocénico (OO), nasce em Magos à cota de 60 m; possui uma represa para fins agrícolas.

O afluente mais importante da margem esquerda do Tejo é o rio Sorraia, com cinco importantes ribeiras afluentes, quase todas oriundas de terrenos da Zona de Ossa-Morena (ZOM).

Na margem direita do Sorraia, a ribeira da Raia nasce em Retorta (Sousel) (Perfil 15 a, Quadro 3. 4), à altitude de 230 m. A ribeira da Seda, onde se situa a barragem do Maranhão, nasce, à cota de 340 m, em Cabeça Alta (Portalegre), nos xistos e grauvaques do Proterozóico (P_{EMT}); atravessa os granitos hercínicos e entra no Cenozóico até a confluência com o Sorraia, praticamente no limite entre o Pliocénico e o Miocénico (Perfil 15 b, Quadro 3. 4). A ribeira de Sor, onde se situa a barragem de Montargil, nasce em Feitosa (Crato), à altitude de 340 m, em ortogneisses pré-hercínicos; passa pelos granitos hercínicos, entrando, em Monte da Pedra, no Pliocénico (Perfil 15 c, Quadro 3. 4). A ribeira de Erra (Perfil 15 d, Quadro 3. 4) nasce em Olho de Água (Montargil), à altitude de 150 m, nos depósitos sedimentares cenozóicos.

O primeiro componente da margem esquerda do rio Sorraia é a ribeira de Tera (Perfil 15 e, Quadro 3. 4). Esta nasce em Farinheira (Vila Viçosa), à altitude de 350 m, no Ordovícico (O_{Ba}), atravessa xistos e grauvaques da “Formação de Ossa” (C_{Os}) e os granitos hercínicos, para entrar no Pliocénico nos arredores de

Mora. A ribeira do Divor (Perfil 15 f, Quadro 3. 4), onde se situa a barragem do Divor, nasce em Moguizo (Évora), à altitude de 370 m, em tonalitos hercínicos, passa pelo “Complexo vulcano-sedimentar de Montemor-Ficalho” (XM) e por granitos hercínicos; entra no Miocénico perto de Brotas, atravessando o Pliocénico. Desagua no Sorraia nos terraços quaternários.

O rio Almansor recebe as ribeiras afluentes de Lavre (Perfil 16 a, Quadro 3.3) e de Canha (Perfil 16 b, Quadro 3. 4). Nascem, repectivamente, no Maciço Antigo em Amoreira (Montemor-o-Novo), à altitude 250 m; e em Andorinho (Arraiolos), à altitude de 210 m.

A ribeira de Lavre nasce em anfibolitos proterozóicos, passa pelos granitos hercínicos do Maciço de Évora, e pelo Miocénico, para terminar no Pliocénico.

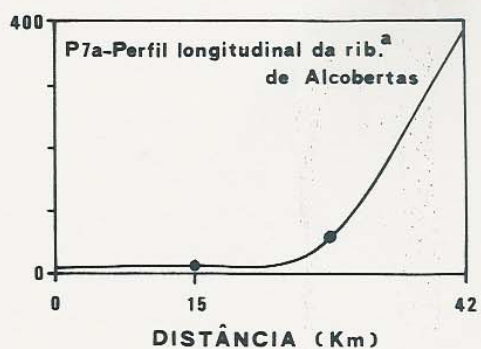
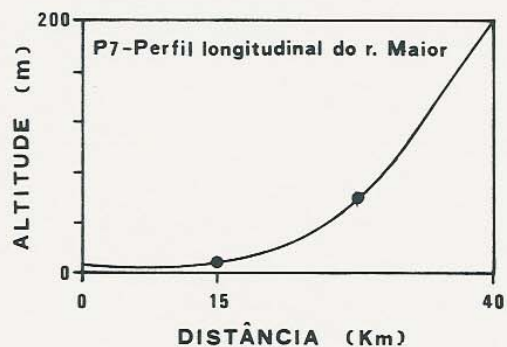
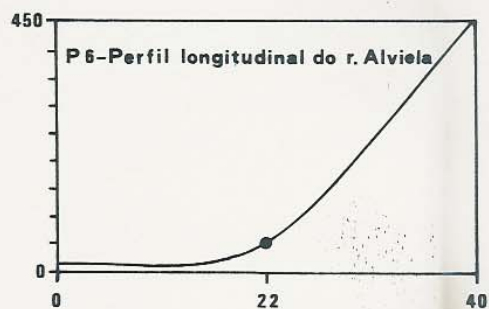
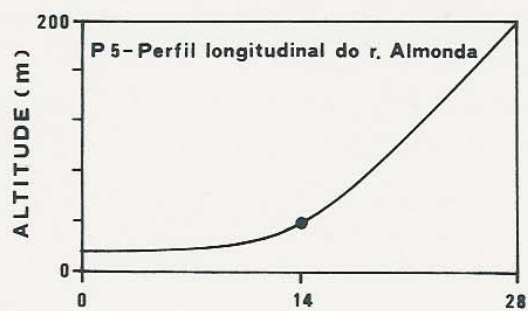
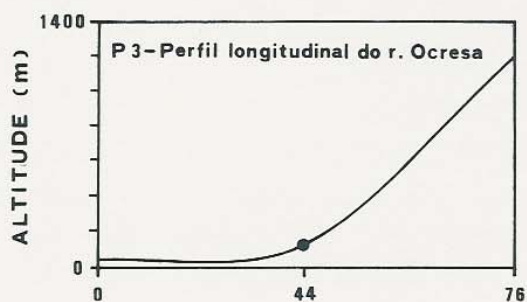
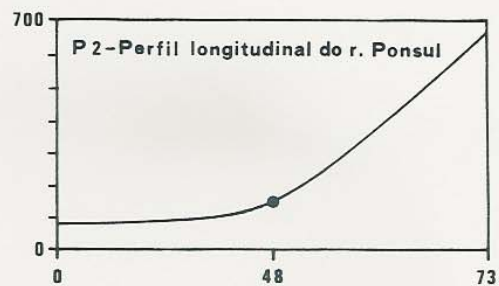
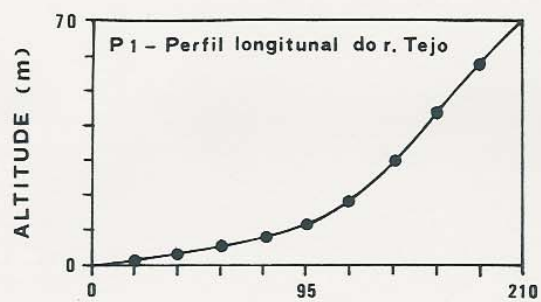
A ribeira de Canha nasce nos granitos hercínicos do Maciço de Évora, atravessa anfibolitos proterozóicos e entra no Miocénico em Vendas Novas, passando depois ao Pliocénico.

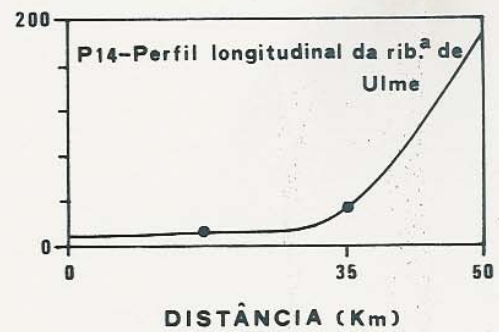
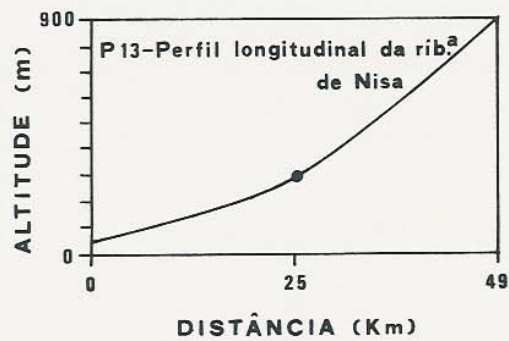
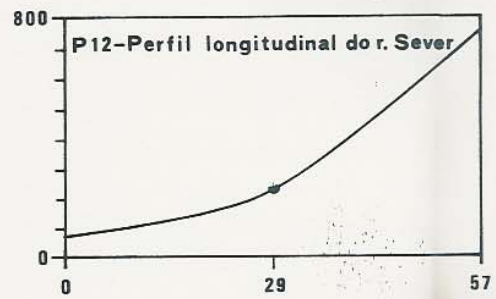
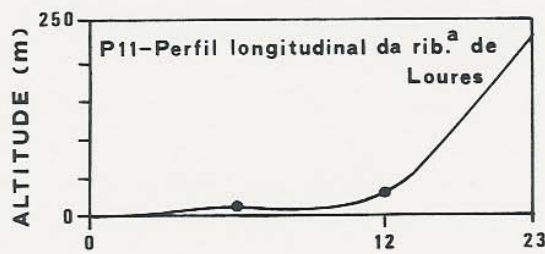
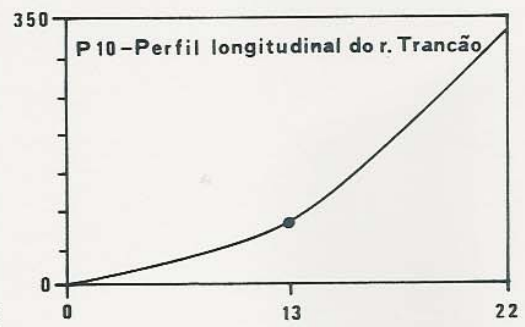
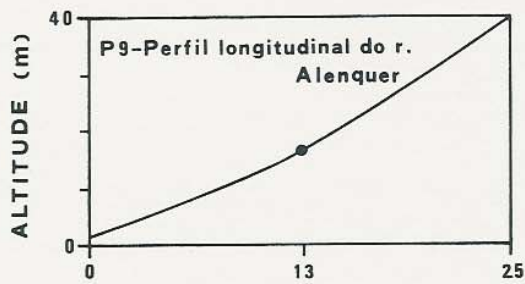
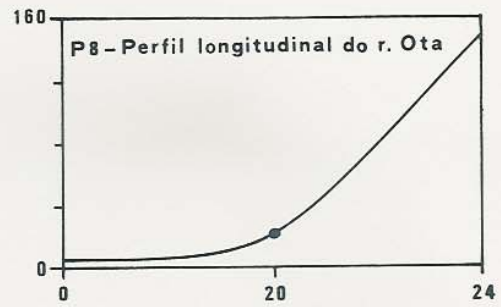
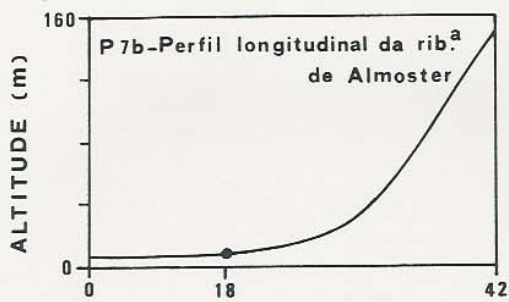
Na margem esquerda do rio Tejo teremos de considerar ainda, embora menos importante, a contribuição da Península de Setúbal, através do rio Judeu, Vala Real e a ribeira da Moita. A ribeira da Moita e o rio Judeu desenvolvem o seu percurso, exclusivamente, no Pliocénico; a Vala Real surge dos calcários e margas do Titoniano (J³_F) da Serra da Arrábida.

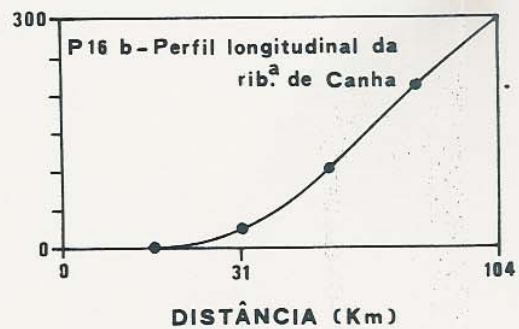
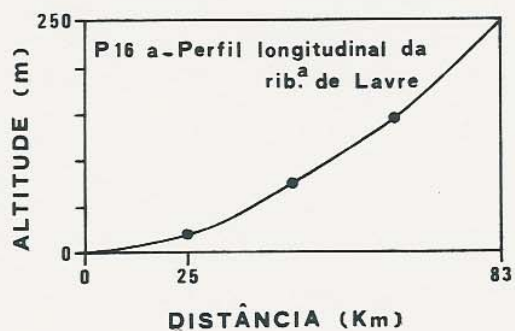
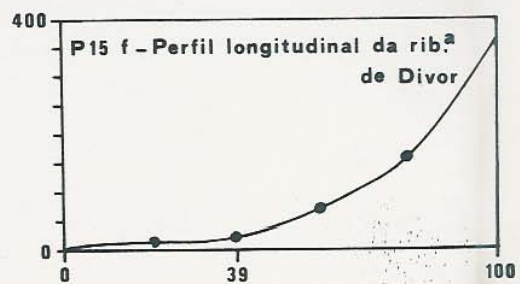
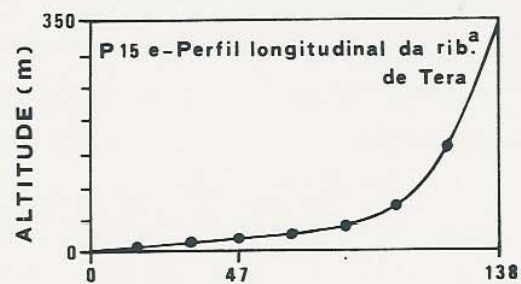
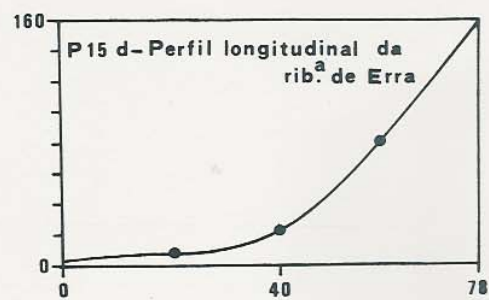
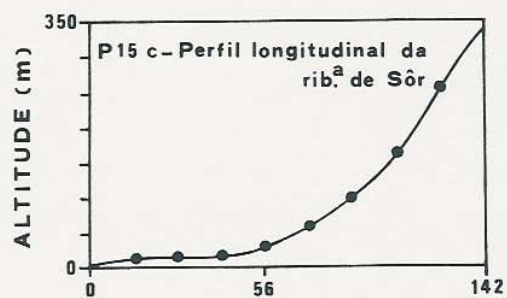
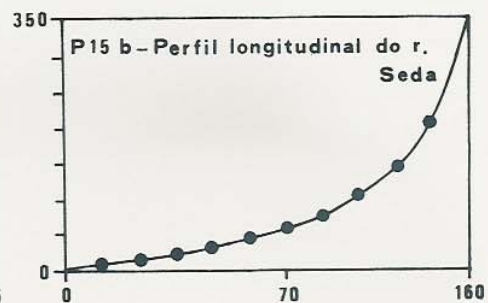
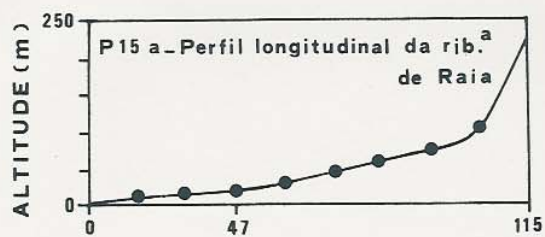
QUADRO 3. 4

Afluentes do rio Tejo: comprimento do curso de água, cotas na nascente e na foz

	LINHA DE ÁGUA (rios e ribeiras)	COMPRIMENTO (km)	NASCENTE cota (m)	FOZ cota (m)
Margem direita	Ponsul	73	660	70
	Ocresa	76	1220	40
	Zêzere	176	1950	10
	Nabão	65	326	20
	Almonda	28	200	10
	Alviela	40	505	8
	Maior	40	200	-
	Alcobertas	42	379	-
	Almoster	42	150	-
	Ota	24	140	2
	Alenquer	25	340	2
	Trancão	22	330	1
	Loures	23	230	1
Margem esquerda	Sever	57	750	70
	Nisa	49	900	60
	Alpiarça	36	150	10
	Ulme	50	190	10
	Muge	64	200	6
	Raia	116	230	70
	Seda	162	120	70
	Sor	143	340	25
	Erra	78	150	17
	Tera	138	350	65
	Divor	101	370	17
	Canha	104	300	21
	Lavre	83	250	21







3.2. CLIMATOLOGIA

O estudo do clima constitui tarefa prioritária e de capital importância numa região desconhecida sob o ponto de vista hidrogeológico. Os critérios de prospecção e pesquisa a seguir em regiões húmidas, áridas ou semiáridas não são os mesmos.

Apesar dos estudos climatológicos se revestirem de grande importância, o tempo que lhes é dedicado é relativamente breve no que se refere aos restantes trabalhos.

O clima de uma área depende de características que a condicionam e são a razão das suas peculiaridades.

Os factores condicionantes são, em termos gerais, a proximidade do mar, a orografia, a hidrografia, a altitude, as concentrações urbanas, as áreas de bosque e superfícies interiores com água (lagos e represas).

A caracterização climática bem como a quantificação das componentes principais do ciclo hidrológico, ainda que sucintas, são de capital importância na estimativa das disponibilidades hídricas de uma região. Essas componentes são, genericamente, a precipitação, a temperatura e a evapotranspiração, real e potencial. Conhecidos estes parâmetros, é possível estabelecer balanços temporais que permitem quantificar os défices e excedentes de água num determinado intervalo de tempo. É dos excedentes que resultam os escoamentos subterrâneo e superficial, os quais alimentam os aquíferos e as linhas de água, principais fontes de abastecimento às populações para os diversos fins.

O clima de Portugal continental é influenciado (COSTA, 1994), pela acção conjugada de factores que actuam diferencialmente consoante a região e a época do ano, como sejam, a frente polar, o desenvolvimento da costa e o relevo. No Inverno, domina a frente polar, caracterizada por massas de ar frio; no Outono, as famílias ciclónicas do Atlântico; e no Verão, torna-se preponderante a influência dos anticiclones quentes do golfo da Biscaia e das Ilhas Britânicas. A acção conjugada destes factores determina a distribuição, na área estudada, dos valores das temperaturas e o regime de precipitações ao longo do ano.

O clima da parte portuguesa da bacia hidrográfica do Tejo é do tipo Mediterrâneo de transição para Atlântico. De acordo com a classificação racional de climas de Thornthwaite, baseada no valor do índice hídrico, ALMEIDA (1977), classifica o clima da área da Lezíria Grande como húmido, o da área a norte do Sorraia como sub-húmido e o da zona sul do Sorraia como sub-húmido-seco.

Para uma área tão extensa como a abordada aqui, o desenvolvimento deste tema de forma pormenorizada dava, só por si, para uma dissertação de doutoramento. A grande quantidade de dados necessários (e a inexistência, em muitos casos, de séries completas representativas de parâmetros tão aleatórios como os que estão em causa), bem como a dispersão da informação disponível constituíram limitações ao desenvolvimento do estudo.

Considerando o exemplo da precipitação, são satisfatórias a distribuição e a representatividade dos dados, pois existe uma rede bastante completa para todo o País de observatórios com registos consecutivos de 1941 a 1983; foram tratadas 93 000 medições de leituras de precipitações médias mensais (SIMÕES, 1991), por via informática. Tomaram-se séries de 42 anos consecutivos de registos efectuados em 185 estações, nas bacias hidrográficas do Tejo e do Sado. Um dos objectivos do trabalho foi traçar a carta de isoietas mensais para a área de estudo.

Não obstante as dificuldades, não deixamos de proceder à apreciação, ainda que sucinta e breve, das componentes principais do ciclo hidrológico em subdivisões (A, B e C), definidas para o efeito.

(A)	Cenozóico na margem direita do rio Tejo (CMD)	3150 km ²
(B)	Cenozóico na margem esquerda do rio Tejo (CME)	6354 km ²
(C)	Bacia hidrográfica do Tejo em Portugal (BH)	25 641 km ²

As divisões consideradas resumem a tentativa de efectuar balanços em áreas que, do ponto de vista hidrogeológico, se comportam de modo uniforme e homogéneo. Ao mesmo tempo, a distribuição geográfica facilita os cálculos. Revelaram-se também bastante abrangentes e representativas das unidades aquíferas. Estávamos, assim, em situações próximas das ocorrentes nos depósitos neogénicos da margem direita (constituída por depósitos sedimentares miocénicos com características muito semelhantes) e dos depósitos pliocénicos da margem esquerda, identificando-se a restante área, incluída na bacia hidrográfica com o meio fissurado de características diferentes, que poderão contribuir directa ou indirectamente para a recarga dos aquíferos e, assim, podermos contar com esses mananciais.

Para determinar as precipitações médias mensais (que constam do quadro dos balanços hídricos), partimos de cartas de isoietas médias mensais traçadas para o conjunto das bacias hidrográficas dos rios Tejo e Sado (SIMÕES

& COSTA, 1992). A evapotranspiração potencial foi calculada pela fórmula de Thornthwaite, em função da temperatura do lugar, do índice calórico anual e da latitude do lugar. A capacidade de campo considerada foi de 100 mm, por ser a que menos erros introduzia no processo, uma vez que partimos de áreas muito extensas.

3.2.1. ELEMENTOS DO CLIMA

Os elementos do clima aqui considerados são a temperatura do ar, a precipitação e a evapotranspiração (potencial e real), devido à influência que exercem no valor dos excedentes hídricos que efectuam a recarga dos aquíferos.

a) TEMPERATURA DO AR

A temperatura do ar é de grande importância na dinâmica do ciclo hidrológico. Entra directamente no cálculo da evapotranspiração potencial (F. Thornthwaite). A sua distribuição é condicionada por factores fisiográficos, como o relevo (altitude e exposição), a natureza do solo e seu revestimento, a proximidade de grandes superfícies de água, e o regime dos ventos.

Para estimar a temperatura do ar nas divisões consideradas, Cenozóico da margem direita (CMD) e Cenozóico da margem esquerda (CME), recorremos às cartas de isotérmicas do Atlas Climatológico de Portugal (SMN, 1974). Foi calculada a média ponderada para a totalidade da área, partindo do valor entre isolinhas. A temperatura média mensal na bacia hidrográfica (BH) também foi por nós estimada, através das médias aritméticas das temperaturas médias mensais, registadas nas estações de Alcácer do Sal, Alcobaça, Alvalade, Alvega, Cabo Ruivo, Castelo Branco, Évora, Fonte Boa, Fundão, Lavradio, Lisboa, Mora, Pegões, Penhas da Saúde, Rio Maior, Sacavém, Salvaterra de Magos, Santarém e Setúbal.

Para os meses de Janeiro a Dezembro obtivemos os seguintes valores das temperaturas médias mensais para a CMD, CME e BH (Quadro 3. 5).

QUADRO 3. 5

Distribuição das temperaturas médias mensais (TMM) ao longo do ano, em graus centígrados

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANUAL
CM	10,4	10,5	11,3	15,6	17,6	19,9	21,9	22,0	20,8	18,0	14,0	10,8	16,1
D													
CME	9,2	10,8	13,0	14,8	17,8	20,9	23,1	23,3	21,2	17,1	14,4	9,7	16,3
BH	9,1	9,8	11,3	13,3	16,1	19,1	21,7	21,8	20,1	16,5	12,2	9,4	15,0
*	1,2	1,0	1,7	2,3	1,7	1,8	1,4	1,5	1,1	1,5	2,2	1,4	1,6

*diferença entre a TMM máxima e mínima

Como se pode verificar, a temperatura média anual não varia muito. Ela é praticamente igual na CMD (16,1°C) e na CME (16,3°C). A BH apresenta o menor valor (15°C). Porém, a diferença é pouco significativa se atendermos ao facto de incluir, pela grande extensão, áreas com amplitudes térmicas diferentes. Os meses húmidos de Outubro a Maio caracterizam-se por temperaturas médias mensais (TMM) inferiores a 20°C, registando-se o mínimo na CMD (9,2°C) em Janeiro (mês mais frio). Nos meses quentes e secos, de Junho a Setembro, a TMM é superior a 20°C; contudo, não ultrapassa os 23°C. O máximo pertence à CME (23,3°C), e ocorre em Agosto (mês mais quente).

Apesar das diferenças entre médias mensais para o conjunto das duas margens e bacia hidrográfica, máxima (2,3°C) no mês de Abril e mínima (1°C) em Fevereiro, a distribuição anual segue a mesma evolução, comprovada pela quase coincidência das curvas de distribuição temporal (Fig. 3. 2), nos três casos. Portanto, não há diferenças significativas no valor e distribuição das temperaturas mensais para o ano médio, quer se considerem a CMD, a CME, ou a bacia hidrográfica.

ALMEIDA (1977), baseando-se no Atlas do Ambiente (1974), admitiu a temperatura média diária do ar de 16°C para a Bacia do Baixo Tejo, de Vila Franca de Xira a Constância.

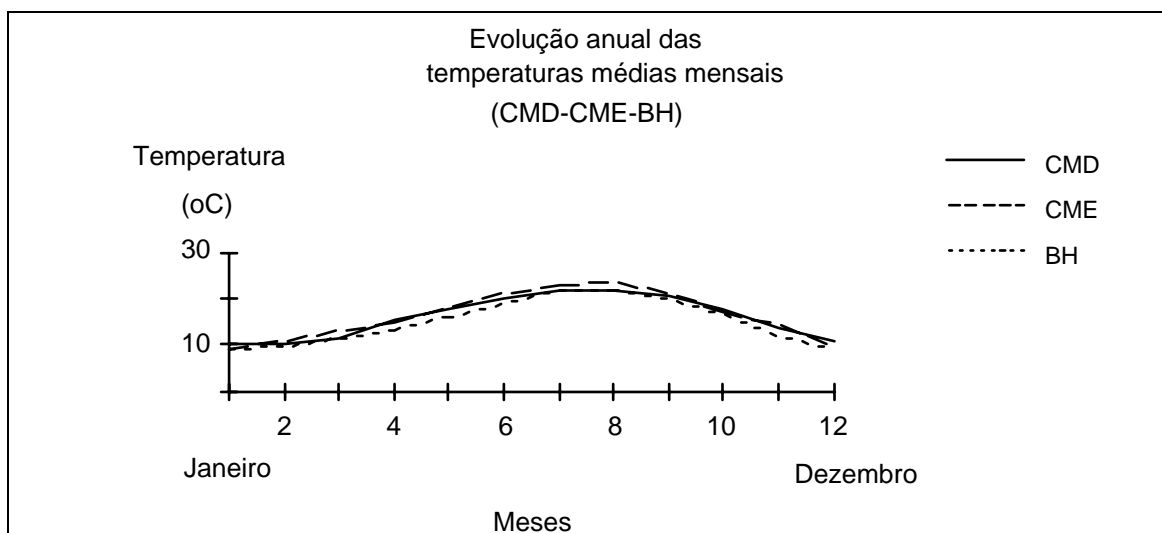


Fig. 3. 2 - Evolução anual das temperaturas médias mensais.

Apesar de se verificarem variações térmicas de local para local e de ano para ano, elas não são evidentes quando se trata de valores médios de grandes séries, sobretudo quando se estudam áreas muito extensas.

b) PRECIPITAÇÃO

O vapor de água contido na atmosfera dá origem à precipitação (sob diversas formas), quando se verificam variações das condições meteorológicas. As primeiras quedas pluviométricas destinam-se à satisfação das exigências resultantes da capacidade de campo e da evapotranspiração, após o que se origina o escoamento superficial e/ou a infiltração.

A precipitação é uma das componentes primárias do ciclo hidrológico. Constitui a fonte fundamental de recarga dos aquíferos. A importância da precipitação é redobrada se admitirmos que ela também é, em muitas situações, a principal fonte de alimentação subterrânea de bacias hidrogeológicas contíguas. De facto, a bacia cenozóica, com características hidrogeológicas particulares, pode receber recarga directa através da chuva precipitada sobre os afloramentos e, por via indirecta, através de fluxos subterrâneos oriundos de depósitos geológicos enquadantes. Por exemplo, o Maciço Calcário Estremenho debita caudais consideráveis, contribuindo para a alimentação dos depósitos cenozóicos: superficialmente, através de nascentes que brotam à superfície (são conhecidas as dos rios Nabão, Almonda, Alviela, Maior, Ota e Alenquer), bem

como, subterraneamente, através do contacto entre formações, encoberto pelos depósitos superficiais.

A ocorrência e distribuição da precipitação parecem depender da existência dos sistemas montanhosos que ladeiam a bacia sedimentar a noroeste, as serras de Montejunto, Candeeiros, Aire, Alvéolos, Vermelha, Moradal, Lousã, Gardunha e Estrela; a oeste, as serras de Sintra e Arrábida; a este, as serras da Malcata, Nisa, S. Mamede e Ossa; e, a sul, as serras de Portel e Monfurado. A precipitação é mais intensa na periferia, sofrendo um decréscimo na zona deprimida correspondente ao Cenozóico.

As precipitações médias mensais foram calculadas pelo método das isoietas, médias mensais traçadas para a área correspondente às bacias hidrográficas do Tejo e do Sado (SIMÕES & COSTA, 1992; Quadro 3. 6).

QUADRO 3. 6

Precipitações médias mensais nas margens esquerda e direita do rio Tejo e na bacia hidrográfica (mm/mês)

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANUAL
CM	109	95	96	62	54	24	5	6	35	74	94	112	766
D													
CME	97	88	88	57	46	22	5	5	31	63	80	100	682
BH	114	110	103	68	59	29	8	8	39	79	101	118	836

Considerando os resultados, podemos dividir o ano hidrológico em períodos: seco, húmido e intermédio. O período seco, com precipitações inferiores a 10 mm/mês, decorre em Julho e Agosto; o período húmido, com precipitações entre 80 mm e 118 mm/mês, decorre de Novembro a Março; e o período intermédio, com precipitações de 22 mm a 79 mm/mês, situa-se de Abril a Junho e de Setembro a Outubro. Esta separação pode tornar-se importante uma vez que a maior probabilidade para que ocorram excedentes surge durante a época húmida.

A precipitação incide mais na margem direita (0,2 mm/km²) do que na esquerda (0,1 mm/km²), para uma diferença anual de apenas 84 mm (766 mm-682 mm).

Na bacia hidrográfica, a precipitação é consideravelmente superior aos valores encontrados (836 mm) para ambas as margens.

Segundo o Atlas do Ambiente, a precipitação oscila entre 600 mm e 800 mm. ALMEIDA (1977) considerou-a da ordem dos 807 mm para a Bacia do Baixo Tejo.

Para a Península de Setúbal, em virtude da sua morfologia e da direcção dos ventos dominantes na época húmida, SARAMAGO & MIRANDA (1994) consideram reduzida a precipitação cujo valor anual ronda os 650 mm, com máximo de 700 mm, na serra da Arrábida, e mínimo de 500 mm, junto da costa atlântica e do estuário do Tejo.

Quanto ao número médio mensal de dias com precipitação (Quadro 3. 7), os valores mais elevados observam-se de Novembro a Março e os valores mais baixos são registados em Julho e Agosto. Anualmente o número médio de dias com precipitação superior a 1 mm é de 97 dias e com precipitação superior a 10 mm de 24 dias. Os valores diários de precipitação superiores a 10 mm correspondem, em regra, à passagem de sistemas frontais ou à existência de depressão barométrica nas proximidades do território do continente (REIS & GONÇALVES, 1981)

QUADRO 3. 7

Frequência das precipitações. Número médio de dias com precipitação superior a 1 mm e 10 mm

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
*	12,6	12,0	12,5	8,5	6,9	3,7	0,8	1,5	5,4	8,7	12,4	11,9	97
**	3,5	3,3	3,5	1,8	1,4	0,6	0,05	0,1	0,8	2,2	3,4	3,2	24

* número médio de dias com precipitação superior a 1 mm, no período compreendido entre 1941 e 1970.

** número médio de dias com precipitação superior a 10 mm, no período compreendido entre 1941 e 1970. (médias das estações meteorológicas de: Cabo Ruivo, Lisboa-Ajuda, Geofísico e Portela, Montijo, Oeiras, Ota, Pegões, Queluz, Rio Maior, Salvaterra de Magos, Santarém, Sesimbra e Setúbal) (REIS & GONÇALVES, 1981, pp. 52 e 53).

c) EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL (ETP)

O conceito de evapotranspiração potencial (ETP), introduzido por THORNTHWAITE (1948), corresponde à perda máxima de água para a atmosfera por evaporação e transpiração das plantas, num solo completamente

abastecido e com uma cobertura vegetal uniforme e em óptimo desenvolvimento vegetativo.

A ETP, ou seja, a transferência de água no estado de vapor do Globo para a atmosfera, condiciona a carga energética desta e altera as características das massas de ar nela existentes, bem como a evolução do ciclo hidrológico. Em hidrogeologia é determinante o seu conhecimento, uma vez que pode condicionar a recarga natural dos aquíferos; esta só ocorre após a efectivação deste processo.

Existem métodos directos, empíricos e semiempíricos para determinar este componente do ciclo hidrológico. Neste trabalho, seguimos o método empírico de THORNTHWAITE (*op. cit.*), para o qual tomamos a latitude média da região, na MCD, de 39,2º, latitude norte; e para a CME, 39º, latitude norte. Para a bacia hidrográfica (e por se tratar de uma área muito extensa) não seguimos o mesmo critério. Assim, incorreríamos em valores absurdos, por tomarmos uma única latitude, embora média, para toda a região (que, à partida, sabemos apresentar consideráveis variações climáticas). Assim, pareceu de seguir o método da média ponderada dos valores obtidos por aplicação da F. de Thornthwaite, em diversas regiões do País, calculados em estações climatológicas localizadas na área, e que constam dos Anuários Climatológicos publicados pelo Instituto de Meteorologia e Geofísica.

O quadro 3. 8 mostra a distribuição ao longo do ano da ETP nas divisões consideradas.

QUADRO 3. 8

Evapotranspiração potencial nas CMD, CME e BH
(mm/mês)

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANUAL
CM	26	24	38	69	98	119	148	139	108	80	43	27	919
D													
CME	20	24	47	61	99	128	161	153	110	72	44	22	941
BH*	24	26	43	58	81	104	125	120	95	67	37	25	805

*(Calculada por média ponderada dos valores atribuídos pelo anuário climatológico do Ribatejo Oeste (1981), para as estações de Fonte Boa, Lisboa-Ajuda, Lisboa-Portela, Lisboa-J. B., Marinha Grande, Mora, Ota, Paiã, Rego da Murta, Rio Maior, Salvaterra de Magos, Santarém, Sassoeiros, Setúbal, Cabo Ruivo, Dois Portos, Montijo, Queluz, Sacavém).

Pela leitura do quadro 3. 8, verificamos semelhança nos valores da ETP média anual na CMD e CME, o que pressupõe aproximação nos parâmetros climáticos que influenciam a ETP, uma vez que as latitudes médias admitidas foram praticamente iguais. A ETP média anual é para a bacia hidrográfica, sensivelmente inferior à que ocorre na bacia cenozóica do Baixo Tejo, no conjunto das duas margens. Os valores máximos de ETP média anual concentram-se de Junho a Setembro e excedem 100 mm/mês.

d) EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL (ETR)

A evapotranspiração real pode determinar-se por diversos métodos. O mais seguido é o do balanço hídrico sequencial temporal (dia, mês, ano ou outros), proposto por THORNTHWAITE & MATHER e melhorado por outros autores. Define-se como a quantidade de água cedida, na realidade, pelo solo à atmosfera por unidade de área e tempo por evaporação e transpiração das plantas, quando satisfeitos certos requisitos (saturação do solo e desenvolvimento vegetativo óptimo). O quadro 3. 9 mostra a evolução mensal ao longo do ano hidrológico da ETR, calculada pelo método do balanço hídrico sequencial mensal (considerando a capacidade de campo igual a 100 mm e esgotada no início do ano).

QUADRO 3. 9

Evapotranspiração real nas CMD, CME e BH
(mm/mês)

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANUAL
CM	26	24	38	69	98	73	5	6	35	74	43	27	518
D													
CME	20	24	47	61	99	65	5	5	31	63	44	22	486
BH	24	26	43	58	81	104	11	8	39	67	37	25	523

A disponibilidade de reserva de água no solo, nos meses quentes e secos (Julho a Setembro), caracterizados por máximos de ETP, condiciona a ETR, afastando-a mais destes e assumindo os valores mínimos (Fig. 3. 3).

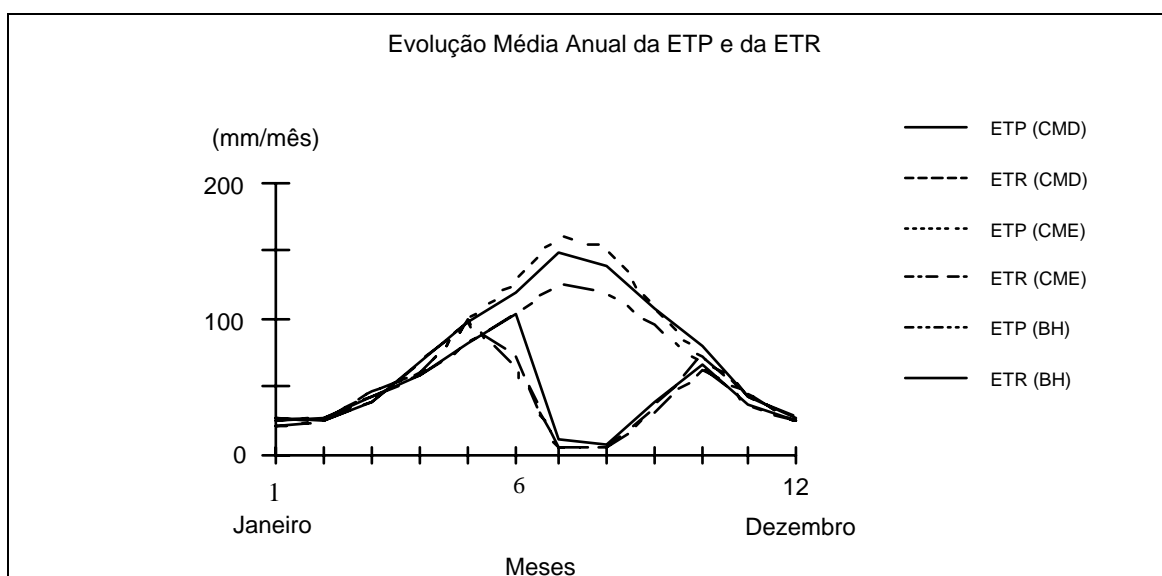


Fig. 3. 3 - Evolução anual da evapotranspiração potencial e real nas CMD, CME e BH.

Na globalidade, para o ano hidrológico, a ETR é inferior à ETP; os seus valores são bastante homogêneos nas diversas situações, CMD, CME e BH.

e) BALANÇO HÍDRICO

O balanço hídrico consiste na quantificação da água envolvida no ciclo hidrológico (precipitação, evapotranspiração real e potencial, retida no solo e excedentes) para determinado intervalo de espaço e tempo. Pode fazer-se para intervalos de tempo variáveis, de dia, mês, ano ou outros, consoante a distribuição temporal das chuvas (quando a precipitação é uniformemente repartida, o intervalo de tempo pode ser largo, um mês por exemplo; se for muito irregular devem tomar-se intervalos muito pequenos, um dia ou menos). Resulta da aplicação de fórmulas, em que os parâmetros não se observam directamente.

A expressão que o materializa ($P = E + R + I + dw$; P - precipitação; E - evapotranspiração, R - escoamento, I - infiltração; dw - humidade do solo) só por si pode determinar se uma região tem, ou não, possibilidades de ocorrência de águas subterrâneas e assim permitir encontrar alternativas do abastecimento.

A precipitação e a evapotranspiração constituem os factores quantitativos mais importantes. A evapotranspiração envolve o estudo de outros elementos meteorológicos, nomeadamente da radiação, da temperatura, da insolação, da pressão atmosférica, da humidade e do vento.

Os quadros 3. 10 a 3. 12 mostram os balanços hidrológicos para a CMD, CME e BH, para os quais se tomaram os valores de precipitação e ETR, determinados nos capítulos antecedentes. Considerou-se a capacidade de campo igual a 100 mm, esgotada no início do ano hidrológico.

O método do balanço sequencial mensal, aplicado à área de estudo, gera excedentes para a CMD do Tejo de 248 mm/ano, para a CME de 196 mm/ano e para BH valores bastante superiores, de 313 mm/ano, quase o dobro dos encontrados para a CME. A percentagem de excedentes relativamente à precipitação é menor na CME (28,7 %) significando aí a existência de maiores perdas por evapotranspiração, e é maior na BH (35,6 %) (Quadro 3. 13).

QUADRO 3. 10

Balanço hidrológico no Cenozóico na margem direita do Tejo (mm/mês)

	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	TOTAIS
P	35	74	94	112	109	95	96	62	54	24	5	6	766
ETP	108	80	43	27	26	24	38	69	98	119	148	139	919
d R	-	-	51	49	-	-	-	7	44	49	-	-	-
CC	0	0	51	100	100	100	100	93	49	0	0	0	-
ETR	35	74	43	27	26	24	38	69	98	73	5	6	518
EXC	-	-	-	36	83	71	58	-	-	-	-	-	248
DEF	73	6	-	-	-	-	-	-	-	46	143	133	401

P (precipitação), ETP (evapotranspiração potencial), d R (variação de reserva de água utilizável no solo), CC (capacidade de campo = 100 mm), ETR (evapotranspiração real), EXC (excedentes), DEF (défices).

QUADRO 3. 11

Balanço hidrológico no Cenozóico na margem esquerda do Tejo (mm/mês)

	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	TOTAIS
P	31	63	80	100	97	88	88	57	46	22	5	5	682
ETP	110	72	44	22	20	24	47	61	99	128	161	153	941
d R	-	-	36	64	-	-	-	4	53	43	-	-	-
C C	0	0	36	100	100	100	100	96	43	0	0	0	-
ETR	31	63	44	22	20	24	47	61	99	65	5	5	486
EXC	-	-	-	14	77	64	41	-	-	-	-	-	196
DEF	79	9	-	-	-	-	-	-	-	63	156	148	455

P (precipitação), ETP (evapotranspiração potencial), d R (variação de reserva de água utilizável no solo), CC (capacidade de campo = 100 mm), ETR (evapotranspiração real), EXC (excedentes), DEF (défices).

QUADRO 3. 12

Balanço hidrológico na bacia hidrográfica do Tejo (mm/mês)

	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	TOTAIS
P	39	79	101	118	114	110	103	68	59	29	8	8	836
ETP	95	67	37	25	24	26	43	58	81	104	125	120	805
d R	-	12	64	24	-	-	-	-	22	75	3	-	-
C C	0	12	76	100	100	100	100	100	78	3	0	0	-
ETR	39	67	37	25	24	26	43	58	81	104	11	8	523
EXC	-	-	-	69	90	84	60	10	-	-	-	-	313
DEF	56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	114	112	282

P (precipitação), ETP (evapotranspiração potencial), d R (variação de reserva de água utilizável no solo), CC (capacidade de campo = 100 mm), ETR (evapotranspiração real), EXC (excedentes), DEF (défices).

QUADRO 3.13

Distribuição da precipitação e dos excedentes nas margens direita e esquerda do Tejo e na bacia hidrográfica

	PRECIPITAÇÃO (P) (mm/ano)	EXCEDENTES (EXC) (mm/ano)	RELAÇÃO EXC/P (%)
Cenozóico na margem direita	766	248	32
Cenozóico na margem esquerda	682	196	29
Bacia hidrográfica	879	313	36

Em volume, temos envolvidos anualmente para a bacia hidrográfica do Tejo, parte portuguesa, cerca de 8026 hm³ de excedentes, para o Cenozóico da margem direita 781 hm³, e da margem esquerda 1245 hm³. O volume de excedentes na bacia hidrográfica é, assim, 4 vezes superior ao do Cenozóico (25 %), incluído na área da bacia.

O quadro 3. 14 compara os volumes estimados pelo método do balanço hidrológico com outros encontrados no passado por diferentes autores, com aplicação de metodologias semelhantes. CUNHA & RAPOSO (1970) apresentam comunicação com o esquema do ciclo da água na totalidade da bacia hidrográfica (em Portugal e Espanha), partindo da precipitação média anual de 689 mm e evapotranspiração média anual igual a 446 mm.

ALMEIDA (1977) procede à estimação dos excedentes no Cenozóico do Baixo Tejo, admitindo a precipitação média anual de 700 mm, escoamento médio superficial de 160 mm, coeficiente de escoamento de 28,5 % e coeficiente de infiltração de 7,1 %

QUADRO 3. 14

Volumes hídricos envolvidos anualmente na bacia hidrográfica do Tejo (volume precipitado, perdas por evapotranspiração e excedentes gerados)

	ÁREA (km ²)	PRECIPITAÇÃO (hm ³)	ETR (hm ³)	EXCEDENTES (hm ³)
Balanço	3150 (MCD) 6354 (MCE) 25 641 (BH)	2413 4333 21 436	1632 3088 13 410	781 1245 8026
Moitinho de Almeida (1977)	6000 (Terciário e Aluvião)	4200	2705	1298
Cunha & Raposo (1970)	81 712 (parte portuguesa e espanhola)	56 300	36 250	20 050

3.2.2. EXCEDENTES HÍDRICOS

O objectivo primordial para a quantificação dos excedentes hídricos de uma região restringe-se à estimativa da parcela da precipitação que, num espaço temporal, após satisfeitas a evapotranspiração e a capacidade de campo, contribui para os escoamentos superficial e subterrâneo (a soma dos dois é igual aos excedentes).

A água que precipita, ao atingir o solo, pode, por gravidade, infiltrar-se e circular na estrutura geológica (escoamento subterrâneo) ou escoar-se à superfície (escoamento superficial), até atingir a linha de água mais próxima ou o mar.

A proporção relativa entre os dois tipos de escoamento depende da intensidade, frequência e duração da precipitação, da permeabilidade do solo e subsolo, do tipo de vegetação, da topografia e da extensão da rede hidrográfica. Apesar das condicionantes referidas para o predomínio de um tipo de escoamento relativamente ao outro, a ocorrência pode ainda ser beneficiada se a capacidade de infiltração, por falta de tempo e volume de armazenamentos, se revelar incapaz de absorver os excedentes.

No entanto, a existência de escoamento superficial na rede hidrográfica nos meses de défice hídrico deve-se à descarga de águas subterrâneas infiltradas nos meses de superavit hídrico e armazenadas no aquífero acima do nível de drenagem da linha de água. Assim, o escoamento através das linhas de água compreende uma parcela de escoamento superficial e outra de escoamento subterrâneo, cujo peso no caudal global varia ao longo do ano, com predomínio de um ou de outro, durante a época húmida e seca, respectivamente.

3.2.2.1. ESCOAMENTO SUPERFICIAL

O estudo do regime dos cursos de água necessita de numerosas medições, escalonadas no tempo e no espaço, e a sua interpretação deve basear-se em períodos de observação longos e numa rede densa de estações.

A medição do escoamento superficial é feita, normalmente, em locais seleccionados da rede hidrográfica, onde são instaladas escalas limnimétricas, limnígrafos ou descarregadores. Esses locais, designados por estações hidrométricas (Fig. 3. 4), que, em Portugal, são da responsabilidade do Instituto

da Água (ex-DGRAH) e da EDP, encontram-se distribuídos pela rede hidrográfica do Tejo com a densidade de 1 estação por 469 km² (DGRAH, 1986).

QUADRO 3. 15

Estações hidrométricas da rede hidrográfica do Tejo

ESTAÇÃO	CURSO DE ÁGUA	ÁREA (km ²)	CAUDAL MÉDIO ANUAL (m ³ /s)	CAUDAL ESPECÍFICO (l/s/km ²)	PERÍODO DE REGISTOS
Tramagal	Tejo	62 348	261,27	4,2	1976/90
Almourol	Tejo	67 490	343,55	5,1	1976/90
Omnias	Tejo	68 425	361,84	5,3	1976/90
Coruche	Sorraia	5870	31,60	5,4	1976/80
Pte. Vila Formosa	r. Seda	652	3,25	5,0	1979/89
Moinho Novo	r. Sor	634	3,28	5,2	1979/89
Pte. Sto Estêvão	Almansor	981	4,36	4,4	1976/90
Canha	r. Canha	497	2,28	4,6	1979/90
Pavia	r. Tera	610	1,84	3,0	1976/89
Agroal	Nabão	611	3,80	6,2	1979/90
Fábrica Matrena	Nabão	1010	8,77	8,6	1976/90
Pte. Panasco	r. Nisa	109	0,94	8,6	1981/90
CNFT T. Novas	Almonda	45	2,79	62,2	1978/90
Pte. Nova	Almonda	102	3,61	34,7	1976/90
Pernes Ribeira	Alviela	173	4,03	23,3	1978/90
Pernes Canal	Alviela	173	0,20	1,1	1978/90
Pte. Freiria	Maior	184	1,73	9,4	1976/90
Pte. Barbancho	Alcobertas	235	1,71	7,3	1980/90
Penedos Alenquer	Alenquer	6	0,04	6,7	1980/90
Pte. Barnabé	Alenquer	114	0,59	5,2	1981/90
Pte. Alenquer	Alenquer	119	0,92	7,7	1982/90
Pte. Ota	Ota	56	0,27	4,8	1979/90
Pte. Canas	Trancão	104	0,93	9,0	1979/90
Pte. Pinhal	Loures	79	0,96	12,0	1978/89
Rio Maior	Maior	28	0,82	29,1	1978/89
Pte. Couraça	r. G. Pipa	114	0,68	5,9	1982/90
Pte. Resinga	r. Póvoa	42	0,79	18,7	1978/89
Monforte	r. Avis	136	0,84	6,2	1976/89
Couto de Andreiros	r. Raia	244	1,60	6,8	1976/89

Foram inventariadas 53 estações: 14 com registos superiores a 30 anos, 4 com registos entre 30 e 20 anos, 4 com registos entre 20 e 10 anos, 16 com registos entre 10 e 5 anos e 15 com menos de 5 anos de registos. Para o estudo, só conseguimos reunir os únicos dados disponíveis na biblioteca do Instituto da Água, de 29 estações, referentes a 13 anos de leituras consecutivas (1979 a 1990) (Quadro 3. 15). Entre 1953 e 1972, apenas conseguimos obter séries completas, com registos regulares, na estação de Vila Velha do Ródão, extinta após a construção da barragem de Castelo do Bode. Os registos desta estação foram desprezados porque não coincidiam com o período abrangido

pelas outras e, também, porque representavam o regime hidrológico do Zêzere antes da regularização.

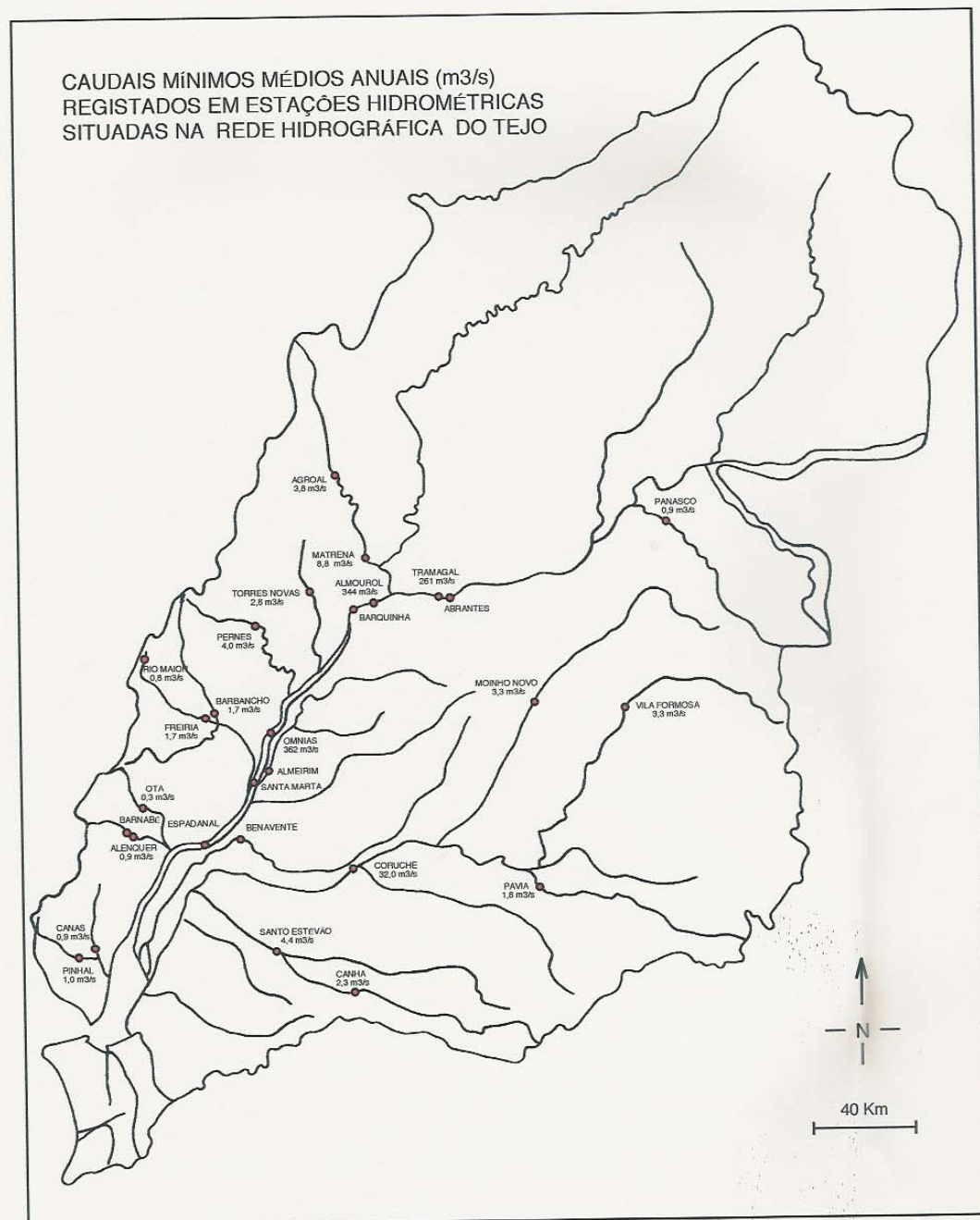


Fig. 3.4 - Caudais mínimos médios anuais em estações hidrométricas situadas na bacia hidrográfica do rio Tejo (DGRAH, 1986, séries entre 1976 e 1990).

No rio Tejo, consideramos as estações de Tramagal, Almourol e Omnias, cujos registos (1979 a 1990) representam o regime hidrológico do rio, regularizado em consequência da construção das albufeiras espanholas e portuguesas. O Tejo, que mostrava um regime hidrológico bastante irregular, com caudais máximos na época das chuvas e baixos caudais na estiagem, passou a apresentar caudais com certa regularidade.

A estação do Tramagal controla uma área a montante de 62 348 km²; registou um caudal médio anual de 261,27 m³/s (1976/90), com mínimo de 46,88 m³/s (1976/90) e máximo de 696,36 m³/s (1976/90).

A estação de Almourol, a jusante da do Tramagal e situada após a confluência do rio Zêzere, controla uma área de 67 490 km² e regista para o mesmo período um caudal médio anual de 343,55 m³/s (1976/90). O Tejo sofre um incremento de caudal, quase exclusivamente devido ao Zêzere, de 82,28 m³/s, correspondentes a cerca de 31 %, com mínimo de 72,79 m³/s (1976/90) e máximo de 890,31 m³/s (1976/90). Pela localização, as estações do Zêzere (Agroal e Matrena) apenas permitem controlar o caudal de um dos seus afluentes, o rio Nabão. Para uma área a montante de 611 km², registou-se em Agroal um caudal anual médio de 3,8 m³/s (1979/90) enquanto em Matrena, perto da foz, foi de 8,77 m³/s (1976/90) – muito aquém do aumento verificado no Tejo após a confluência do Zêzere, o que leva a admitir que a contribuição deste, a montante da confluência do rio Nabão, seja bastante importante.

Após a confluência dos rios Almonda, Alviela e ribeira de Ulme, o caudal médio anual registado em Santarém (Omnias) foi de 361,84 m³/s (1976/90), com mínimo de 95,7 m³/s (1976/90) e máximo de 1074,08 m³/s (1976/90), para uma área de 68 425 km² a montante.

O caudal médio anual no Almonda (estação de Ponte Nova) é de 3,61 m³/s (1976/90), para uma área de 102 km². No Alviela (estação de Pernes), é de 4,02 m³/s (1978/90), para uma área de 173 km².

O caudal médio anual do Sorraia, após receber as ribeiras afluentes em Coruche, foi de 31,6 m³/s (1976/80); os caudais nas ribeiras de Seda, Sor e Tera foram, respectivamente, de 3,25 m³/s (1979/89), de 3,28 m³/s (1979/89) e de 1,84 m³/s (1976/89).

Em Santo Estêvão, no rio Almansor, o caudal médio anual foi de 4,36 m³/s (1976/90). Na ribeira de Canha, um dos afluentes, registaram-se 2,28 m³/s (1979/90).

Assim, podemos considerar que o caudal médio anual no Tejo, a montante de Santarém, foi, entre 1976 e 1990, da ordem dos 324 m³/s (155 mm). ALMEIDA (1977) admitiu um escoamento anual de 150 mm na Bacia do

Baixo Tejo. Segundo o Atlas do Ambiente, está compreendido entre 100 mm e 200 mm.

O caudal médio anual nos afluentes da margem esquerda, para o mesmo período, aproxima-se de $36,9 \text{ m}^3/\text{s}$ ($31,6 + 4,36 + 0,94$), ou seja, 167 mm ($36,9 \text{ m}^3/\text{s} / 6960 \text{ km}^2 \times 10^6$); é de $24,6 \text{ m}^3/\text{s}$ ($8,77 + 3,61 + 4,025 + 0,2 + 1,73 + 1,71 + 0,917 + 0,27 + 0,933 + 0,96 + 0,68 + 0,79$), ou seja, 347 mm nos afluentes da margem direita.

SARAMAGO & MIRANDA (1994), numa estimativa grosseira do escoamento global médio anual (superficial + subterrâneo) resultante da precipitação na Península de Setúbal (PS), chegam ao valor global de 150 hm^3 que, divididos pela área total (1500 km^2), representam cerca de 100 mm. Apesar de reconhecerem que o escoamento subterrâneo predomina em relação ao superficial, consideraram que a sua soma não excede os 130 mm anuais.

a) APROVEITAMENTO DOS RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS

É no rio Tejo e seus afluentes que se situam algumas das principais barragens espanholas e portuguesas para aproveitamento hidroeléctrico, agrícola e consumo público. A irregularidade do regime dos caudais do Tejo e a necessidade de promover, com as suas águas, a rega de terrenos com aptidão agrícola (sendo, ao mesmo tempo, possível a produção de energia eléctrica e o abastecimento) levaram à construção de várias barragens, com especial incidência em Espanha. Contam-se 141 (DGRAH, 1986), cabendo a Portugal 22, com a possibilidade total de armazenamento de 2700 hm^3 , para um armazenamento global de $13\,300 \text{ hm}^3$ na totalidade da bacia hidrográfica. ALMEIDA (1977) considera terem sido referidas, em 1970, 850 barragens particulares de rega, com uma capacidade de armazenamento inferior a $60\,000 \text{ m}^3$ ($0,6 \text{ hm}^3$).

O abastecimento doméstico assenta, em muitos casos, nas águas superficiais. Aponte-se o exemplo da barragem de Castelo do Bode que, além de constituir importante recurso hidroeléctrico, é a principal fonte de abastecimento de água a Lisboa.

No quadro 3. 16 podemos seguir, para as mais importantes barragens portuguesas, a relação entre os volumes afluentes e libertados em 1976/77. A análise do quadro permite evidenciar, relativamente ao rio principal, a importância dos afluentes quanto a volumes drenados. Assim, se tomarmos como referência os volumes lançados pelos empreendimentos para fins hidroeléctricos (ou outros), relativamente aos volumes escoados pelo rio

principal, que é da ordem dos 12 300 hm³/ano, verificamos que o Zêzere é dos afluentes com maior contributo, o qual permitiu aproveitamentos da ordem dos 2530 hm³/ano (1976/77). Seguem-se-lhe, no mesmo período, o Ocreza, com 673 hm³/ano, e o Divor com 0,6 hm³/ano. Na margem esquerda, do pouco que é possível aproveitar, só o Sorraia, através das ribeiras afluentes, permitiu cerca de 300 hm³/ano.

QUADRO 3. 16

Volumes afluentes e lançados nas principais barragens da rede hidrográfica do Tejo no período de 1976/77

BARRAGEM	AFLUENTE	VOLUME AFLUENTE (1976/77) (hm ³ /ano)	VOLUME LANÇADO (1976/77) (Hm ³ /ano)	UTILIZAÇÃO Hidroeléctrico (H) Consumo Público (CP) Agrícola (A) Fins Múltiplos (FM)
Idanha Penha Garcia	Pônsul	71,70	30,20	FM CP
Santa Luzia	Unhais	136,58	131,25	H
Cabril Bouça Castelo do Bode	Zêzere	2179,08 3164,53	1876,08 1885,97 2530,52	H H H, CP
Marateca Pisco Pracana	Ocreza	727,95	672,45	CP, R H
Toulica	r. Aravil			H, CP
Fratel Belver	Tejo		12 299,80 12 424,37	H H
Aç. Racheiro Aç. Poio Aç. Póvoa	r. Niza			H, CP H, CP H, CP
Magos	r. Magos			A
Montargil	r. Sôr	314,11	253,76	FM
Maranhão	r. Seda	580,00	522,01	FM
Divor	r. Divor	5,32	0,59	FM

(Baseado no Anuário dos Serviços Hidráulicos-Hidrometria, DGRAH, 1976-1977).

3.2.2.2 ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO

Parte da água infiltrada no solo desce por gravidade até alcançar um fundo impermeável. Esta água, conhecida por gravítica, é a água subterrânea propriamente dita. Está contida, mas não retida, no solo e circula livremente por efeito dos gradientes piezométricos.

As águas subterrâneas são na actualidade recurso fundamental que requer pormenorizados estudos, com a finalidade de aproveitamento racional.

Para o estudo das águas subterrâneas, é necessário conhecer as características geológicas, a estrutura e a litologia, que condicionam o armazenamento e a circulação da água, e implicam diferentes requisitos para a sua extracção e uso, tornando por isso imprescindíveis estudos estratigráficos, tectónicos e sedimentológicos.

A quantificação dos recursos hídricos subterrâneos é, no entanto, difícil de conseguir por métodos directos, devido à complexidade do meio geológico que origina os aquíferos e, também, à inacessibilidade directa dos mesmos. Por consequência, a falta de dados e investigação científica pode, para resposta pronta a estes problemas, estimar-se por via indirecta, subtraindo o escoamento superficial dos excedentes. Esta metodologia, já aplicada com algum sucesso em grandes regiões, é baseada no princípio do escoamento global superficial que circula nas linhas de água, dado este conter uma parcela de escoamento subterrâneo, proveniente do armazenamento situado acima do nível de drenagem do rio. Tal método admite a equivalência do escoamento subterrâneo que circula na linha de água, ao caudal mínimo medido no local onde foi implantada a estação hidrométrica.

Esteves Costa sugeriu a aplicação deste método empírico para estimar o escoamento subterrâneo na bacia do Tejo, uma vez que dispúnhamos de registos de caudais diários de 13 anos (1976 a 1990) de leituras consecutivas, efectuadas em estações hidrométricas, situadas na rede hidrográfica do Tejo; número insuficiente de registo, uma vez que a Organização Meteorológica Mundial recomenda no caso de variáveis aleatórias de, pelo menos, 28 anos. No entanto, como retrato de uma primeira aproximação, empreendemos o estudo com consciência das suas limitações. Ao mesmo tempo, testávamos a aplicabilidade do método na zona em causa, bastante anisótropa nas suas características meteorológicas, geológicas e morfológicas.

Como se referiu, o escoamento subterrâneo foi considerado igual ao caudal mínimo anual que circula na linha de água. Este, por sua vez, foi

calculado através da média dos caudais mínimos registados em cada mês, para os 12 meses do ano e para um universo de 13 anos.

A diferença do escoamento subterrâneo para o escoamento global médio anual aproxima-se do escoamento estritamente superficial efectivo na linha de água.

A percentagem do escoamento subterrâneo anual médio, relativamente ao escoamento global anual médio que circula na linha de água, dá a proporção relativa entre os dois tipos de escoamento (Quadros 3. 17 a 3. 19).

QUADRO 3. 17

Escoamentos médios anuais global e subterrâneo na margem direita do Tejo

ESTAÇÃO HIDROMÉTRICA	ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO ANUAL	ESCOAMENTO GLOBAL ANUAL	E. SUB/E. GLOBAL	EXCEDENTES (dados do balanço)
	(mm)	(mm)	(%)	(mm)
Agroal	82,6	196,1	42,1	
Fábrica Matrena	146,8	273,8	53,6	
CNFT T. Novas	840,9	1955,2	43,0	
Pte. Nova	525,6	1116,1	47,1	
Pernes Canal	18,2	36,5	49,9	
Pernes Ribeira	200,5	733,7	27,3	
Pte. Barbancho	80,5	229,5	35,1	
Rio Maior	675,8	923,6	73,2	
Pte. Freiria	119,9	296,5	40,4	
Pte. Canas	90,9	282,9	32,1	
Pte. Pinhal	71,9	383,2	18,8	
Pte. Ota	28,2	152,0	18,5	
P. Alenquer	52,6	210,2	25,0	
Pte. Barnabé	55,3	163,2	33,9	
Pte. Alenquer	76,9	243,0	31,6	
Pte. Couraça	110,7	188,1	58,9	
Pte. Resinga	277,8	593,2	46,8	
Média ponderada	146,2	339,3	43,1	248

Na margem direita do Tejo, o escoamento subterrâneo médio anual (146 mm) é da ordem dos 43 % do escoamento global, representando por conseguinte o escoamento estritamente superficial 57 %. A importância do escoamento superficial face ao subterrâneo deve-se, em parte, aos elevados gradientes que se verificam nesta zona e que o favorecem em detrimento do escoamento subterrâneo e que, em nosso entender, resulta de neste período a capacidade de infiltração ser muito inferior aos excedentes hídricos. A baixa taxa de infiltração (da ordem dos 9 %) no Neogénico da margem direita contribui para

acentuar a desproporção entre os dois tipos de escoamento, tornando, ao mesmo tempo, irrelevante a elevada taxa de infiltração esperada nos calcários jurássicos das bacias dos rios Almonda, Alviela e Maior.

QUADRO 3. 18

Escoamentos médios anuais global e subterrâneo na margem esquerda do Tejo

ESTAÇÃO HIDROMÉTRICA	ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO ANUAL	ESCOAMENTO GLOBAL ANUAL	E. SUB/E. GLOBAL	EXCEDENTES (dados do balanço)
	(mm)	(mm)	(%)	(mm)
Pte. Panasco	86,8	272,3	31,9	
Moinho Novo	69,6	163,2	42,6	
P. Vila Formosa	29,0	157,2	18,4	
Couto de Andreiros	25,8	206,8	12,5	
Monforte	23,2	194,8	11,9	
Pavia	5,2	95,1	5,5	
Pte. Coruche	62,9	169,8	37,0	
Pte. Sto Estêvão	35,4	140,2	25,2	
Pte. Canha	38,1	144,7	26,3	
Média ponderada	52,2	162,0	32,2	196

O escoamento subterrâneo médio anual na margem esquerda do Tejo é da ordem dos 52 mm, cerca de 32 % do escoamento médio global e metade do escoamento superficial, contrariando as expectativas. A morfologia da margem esquerda, aplanada, e a composição arenosa predominante dos depósitos pliocénicos contrariam, à partida, a escorrência; favorecem a infiltração, ao contrário do que, aparentemente, mostram os resultados. Tal pode resultar da fácil infiltração em profundidade até alcançar substratos impermeáveis, deixando os aquíferos de estar conectados com as linhas de água.

No caso das estações do Tramagal, Almourol e Omnias foram estimados os escoamentos médios anuais globais e subterrâneo para a totalidade da bacia hidrográfica a montante das estações, abrangendo território nacional e espanhol. Visto que se partiu de uma área muito extensa para a estimativa do escoamento subterrâneo, os valores encontrados (41 mm) escapam à nossa sensibilidade e, como tal, devem apenas ser tomados como indicativos. No entanto, e para a globalidade da bacia hidrográfica, 26 % de escoamento subterrâneo médio anual relativamente ao escoamento médio global não são, de modo nenhum, um valor a desprezar.

QUADRO 3. 19

Escoamentos médios anuais global e subterrâneo na bacia hidrográfica do Tejo a montante de Santarém

ESTAÇÃO HIDROMÉTRICA	ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO ANUAL (mm)	ESCOAMENTO GLOBAL ANUAL (mm)	E. SUB/E. GLOBAL (%)	EXCEDENTES (dados do balanço) (mm)
Tramagal	27,9	132,2	21,1	313
Almourol	45,1	160,5	28,1	
Omnias (Santarém)	49,1	166,8	29,4	
Média	40,7	153,2	26,2	

a) APLICABILIDADE DO MÉTODO EMPÍRICO NA ESTIMATIVA DO ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO

A verificação da aplicabilidade do método seguido na estimativa do escoamento subterrâneo médio anual pôde fazer-se com sucesso no caso da bacia hidrográfica do rio Alviela. No caso, dispúnhamos de controlo diário dos caudais de 10 anos consecutivos (1983 a 1993), efectuado pela empresa pública EPAL, nas nascentes de Olhos de Água, principal exsurgência do Alviela. As nascentes localizam-se num pequeno desfiladeiro escavado pela ribeira de Amiais nos calcários jurássicos, a cerca de 6 km de Alcanena, na transição entre o Mesozóico da Orla Ocidental, de Porto de Mós e o Miocénico da margem direita do Tejo.

A questão que se punha era a da possibilidade de quantificar o escoamento subterrâneo anual responsável pela sua produção, através da análise dos caudais médios diários registados nas nascentes, e compará-lo com os valores estimados nas estações hidrométricas (Pernes Canal e Pernes Ribeira), pelo método empírico dos caudais mínimos.

O hidrograma de uma nascente ($Q = f(t)$) traduz a evolução temporal dos caudais instantâneos, representando a curva de esgotamento a diminuição do armazenamento subterrâneo (F. 1).

O hidrograma geral resulta da coexistência, em dado momento, de três tipos de escoamento: superficial, hipodérmico e subterrâneo.

Após uma intensa chuvada, o hidrograma denuncia imediatamente uma subida de caudal; este atinge um máximo ao fim de um determinado tempo, em função da intensidade da precipitação e das características fisiográficas e hidrogeológicas da bacia de recepção. O caudal, neste momento, é o resultado

do somatório daqueles três tipos de escoamento. Atingido o máximo de caudal, este começa a decrescer, primeiro por diminuição do escoamento superficial e, depois, por diminuição do escoamento hipodérmico, predominando, em seguida, o escoamento subterrâneo.

Em regime não influenciado, a curva de esgotamento pode ser analisada matematicamente pela fórmula de BOUSSINESQ-MAILLET, permitindo a quantificação do volume de água subterrâneo armazenado no aquífero acima do nível de drenagem e logicamente responsável pelo regime de descarga.

$$F. 1) \quad Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

sendo:

Q_t - o caudal no tempo t

Q_0 - o caudal no início do esgotamento

e - uma constante igual a 2,718

t - o tempo decorrido, em dias, para passar do caudal Q_0 ao caudal Q_t

α - o coeficiente de esgotamento, de dimensão em dias⁻¹.

Aplicando logaritmos decimais, F. 1 transforma-se em:

$$F. 2) \quad \log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha) t$$

que, representada em papel semilogarítmico, colocando o caudal (m³/s) em ordenadas e o tempo (dias) em abcissas se obtém a recta correspondente à curva, de esgotamento, cuja ordenada na origem é (Q_0) no início dos tempos. O coeficiente de esgotamento (α), relacionado com a inclinação da recta, é calculado de forma gráfica.

Se o caudal de descarga de um rio ou de uma nascente obedecer à lei exponencial (F. 1) e se for conhecido o caudal Q_0 e α , pode-se determinar o volume de água subterrânea armazenado no aquífero acima do nível de drenagem no momento t_0 , se entretanto não houver nova recarga.

O momento a partir do qual o escoamento é devido à alimentação de água armazenada no aquífero no hidrograma é denunciado por um ponto de inflexão na curva descendente, o qual define o início do esgotamento.

Na prática, os problemas na análise de hidrogramas surgem na dificuldade em separar a componente subterrânea do escoamento global e determinar o ponto a partir do qual começa a curva de esgotamento.

No caso das nascentes de Olhos de Água, notou-se certa irregularidade na distribuição dos caudais no decurso dos tempos, assinalada por uma resposta imediata na subida destes, quando há precipitação; esta resposta é acompanhada pelo alongamento na forma do hidrograma na direcção das ordenadas (Fig. 3. 5), próprio de bacias de alimentação pequenas, com descarga próxima da zona de alimentação.

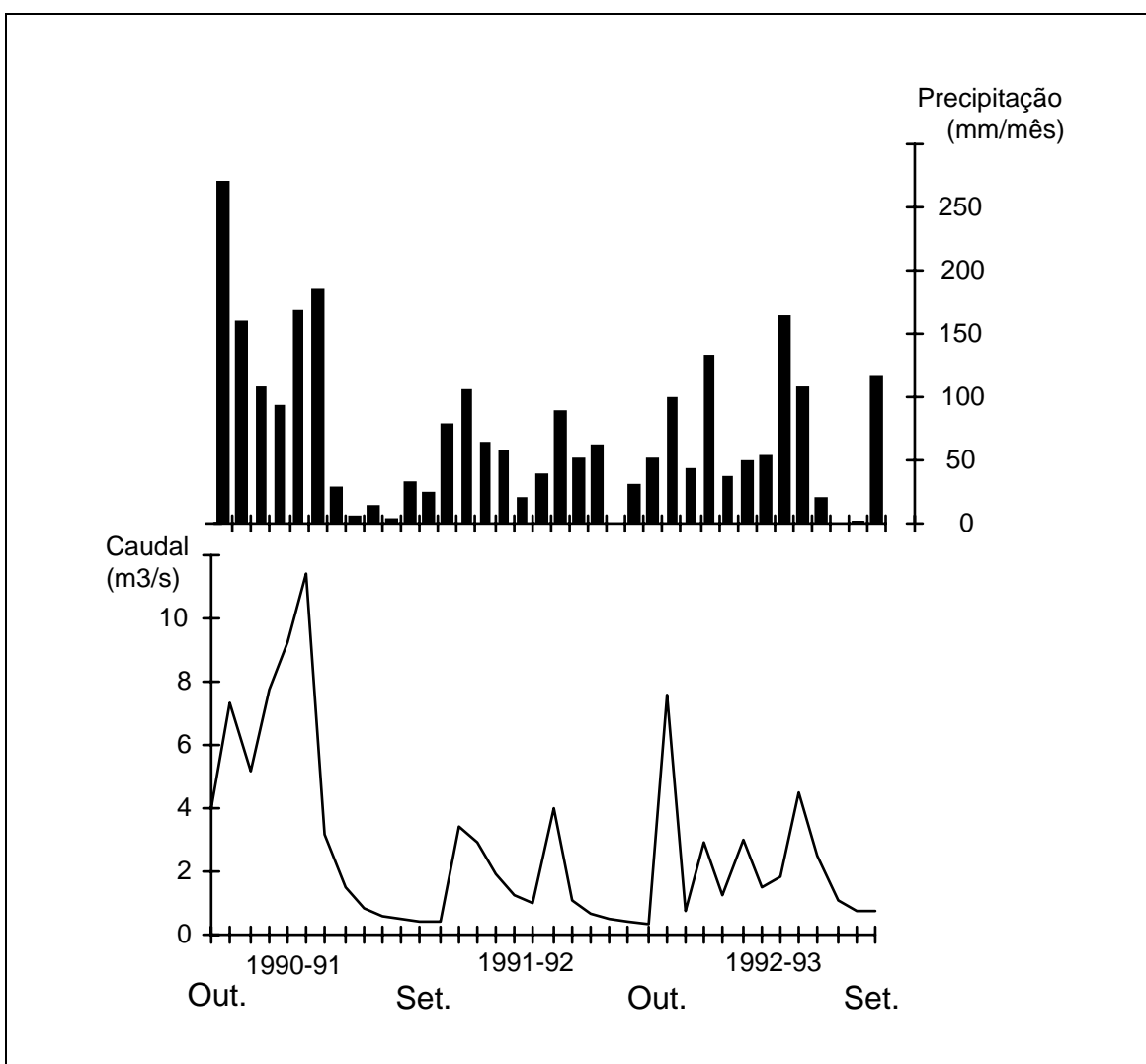


Fig. 3. 5 - Evolução cronológica do caudal das nascentes de Olhos de Água, no rio Alviela, em relação com a variação da precipitação registada na estação climatológica de Porto de Mós, entre Outubro de 1990 e Setembro de 1993.

As oscilações no débito de escoamento das nascentes acompanham as flutuações dos níveis piezométricos dos aquíferos drenados, os quais podem variar muito ou manter-se praticamente constantes. Um aquífero pouco extenso, mas muito transmissivo, escoar caudais importantes num curto espaço de tempo, que decrescem fortemente após os períodos de recarga, como acontece nas nascentes de Olhos de Água. No caso de aquíferos de grande extensão e de grande capacidade de armazenamento não acusam drasticamente os efeitos das recargas, respondendo a este estímulo com um desfasamento no tempo de modo atenuado, que pode nem se notar.

Devido às dificuldades referidas, nomeadamente a determinação do ponto de inflexão do hidrograma, a partir do qual tem início o esgotamento, e, atendendo a que as fórmulas que relacionam a diminuição dos caudais ao longo do tempo só são aplicáveis nos períodos não influenciados, tomou-se como tempo de esgotamento o intervalo entre 160 e 280 dias, correspondendo, respectivamente, ao período de 8 de Março a 6 de Julho.

Traçadas as curvas de esgotamento da nascente de Olhos de Água, no período de 1983 a 1993, de acordo com o exposto determinou-se o valor de α , aplicando da fórmula F. 2. A razão entre o caudal na origem dos tempos (Q_0) e o α (Quadro 3. 20) permitiu calcular o volume total de água armazenada no aquífero durante o período considerado.

QUADRO 3. 20

Análise da curva de esgotamento da nascente de Olhos de Água, no Alviela

COEFICIENTE DE ESGOTAMENTO (α) = $\text{Log}Q_1 - \text{Log}Q_2 / 0,4343(T_2 - T_1)$ (dia^{-1})	CAUDAL NO INÍCIO DOS TEMPOS (Q_0) (m^3/s)	VOLUME DE ÁGUA ARMAZENADO (V) (Abril a Julho) $V = Q_0 / \alpha$ (hm^3)	ANO DE OBSERVAÇÃO
0,01635	10,1	53	1983/84
0,01835	10,1	47	1984/85
0,02496	10,0	35	1985/86
0,02496	10,0	35	1986/87
0,00841	4,5	46	1987/88
0,02046	7,0	30	1988/89
0,02162	9,0	36	1989/90
0,02091	6,5	27	1990/91
0,01789	4,3	21	1991/92
0,01834	10,0	47	1992/93
		37,7	Média

No período estudado, o valor médio do volume de água armazenada no aquífero acima do nível de drenagem das nascentes é da ordem, de $37,7 \text{ hm}^3$.

A aplicação do método dos caudais mínimos registados para estimar o escoamento subterrâneo armazenado no aquífero acima do nível de drenagem, permitiu chegar ao valor de $38,6 \text{ hm}^3$, para as estações de Pernes (Pernes ribeira e Pernes canal), no Alviela.

Considerando o caudal subterrâneo que alimenta o rio nas nascentes de Olhos de Água $37,7 \text{ hm}^3$, através dos depósitos miocénicos; a taxa de infiltração nestes depósitos da ordem dos 9 % (ver capítulo 3.2.3); e a precipitação média anual de 800 mm (ordem de grandeza da verificada na estação pluviométrica de Pernes), o caudal nas estações hidrométricas de Pernes, caso não houvesse perturbações, viria acrescido de $8,5 \text{ hm}^3$ ($800 \text{ mm} \times 9 \% \times 118 \text{ km}^2$) - o que não se verifica. A diferença é apenas de $0,9 \text{ hm}^3$ ($38,6 \text{ hm}^3 - 37,7 \text{ hm}^3$).

A EPAL canaliza parte (devido a limitações do aqueduto) dos recursos hídricos ($70\,000 \text{ m}^3/\text{dia}$) das nascentes de Olhos de Água até Lisboa, num percurso de 114,5 km, através do canal do Alviela. Os $70\,000 \text{ m}^3/\text{dia}$ ($0,81 \text{ m}^3/\text{s}$) correspondem a cerca de $25,5 \text{ hm}^3$ de água aproveitada durante o ano hidrológico. Este valor é bastante superior aos $7,6 \text{ hm}^3$ ($8,5 \text{ hm}^3 - 0,9 \text{ hm}^3$) que correspondem à diferença esperada para o caudal subterrâneo na estação hidrométrica de Pernes. Assim, a maior parte dos recursos hídricos explorados pela EPAL no Alviela (70%) deve-se quase exclusivamente a escoamento superficial e hipodérmico.

Dos recursos hídricos subterrâneos ($37,7 \text{ hm}^3$) que alimentam o Alviela, armazenados no aquífero carbonatado jurássico, só são aproveitados 20 % das capacidades ($7,6 \text{ hm}^3$).

Comparando as potencialidades destas nascentes ($3,35 \text{ m}^3/\text{s}$), calculados pela média dos caudais medidos nos 10 anos de observações) com o caudal extraído pela EPAL ($0,81 \text{ m}^3/\text{s}$), verificamos que as necessidades não são satisfeitas durante aproximadamente 102 dias, de Julho a Novembro, coincidentes com o esgotamento do aquífero. Nesse período, e durante cerca de 45 dias, as capturas só são possíveis por escoamento subterrâneo. Daqui resulta uma exploração global anual de escoamento subterrâneo, nas nascentes do Alviela, por parte da EPAL, em pelo menos $7,75 \text{ hm}^3$ ($4,6 \text{ hm}^3 + 3,15 \text{ hm}^3$) anuais, que coincidem precisamente com os recursos hídricos subterrâneos, por nós avaliados, para aproveitamento nas nascentes do Alviela ($7,6 \text{ hm}^3/\text{ano}$).

Podemos concluir que a aplicação do método empírico para estimar o escoamento subterrâneo é aplicável na margem direita do Tejo, na bacia do

Alviela, se a exploração da EPAL corresponder a cerca de 7,6 hm³ por ano de recursos hídricos subterrâneos. Segundo os nossos cálculos este valor é possível.

Ainda em relação às nascentes do Alviela, verificamos que a distribuição dos caudais médios mensais, correspondentes a 10 anos de registos, mostra o máximo em Fevereiro, enquanto a precipitação média anual na região, partindo de séries de 42 anos de observações na estação de Minde (única com tão elevada disponibilidade de registos), atinge o máximo em Dezembro (Fig. 3. 6) pelo que o tempo médio de resposta das nascentes de Olhos de Água é da ordem de 60 dias.

Assim como a distância a percorrer nos 60 dias do tempo de resposta é de 6 km, a velocidade média real do fluxo hídrico é aproximadamente de 99 m/dia, ou seja, 0,1 cm/s. Valores desta ordem de grandeza foram já alcançados por outros autores, STRINGFIELD & LEGRAND, 1969, *in* CUSTÓDIO & LLAMAS, p. 1499, obtiveram, mediante traçadores, velocidades de 0,2 cm/s em calcários cavernosos da Georgia (USA); segundo BURDON & PAPAKIS, 1963, calcários arenosos (Inglaterra) exibem velocidades de circulação da água de 0,1 cm/s.

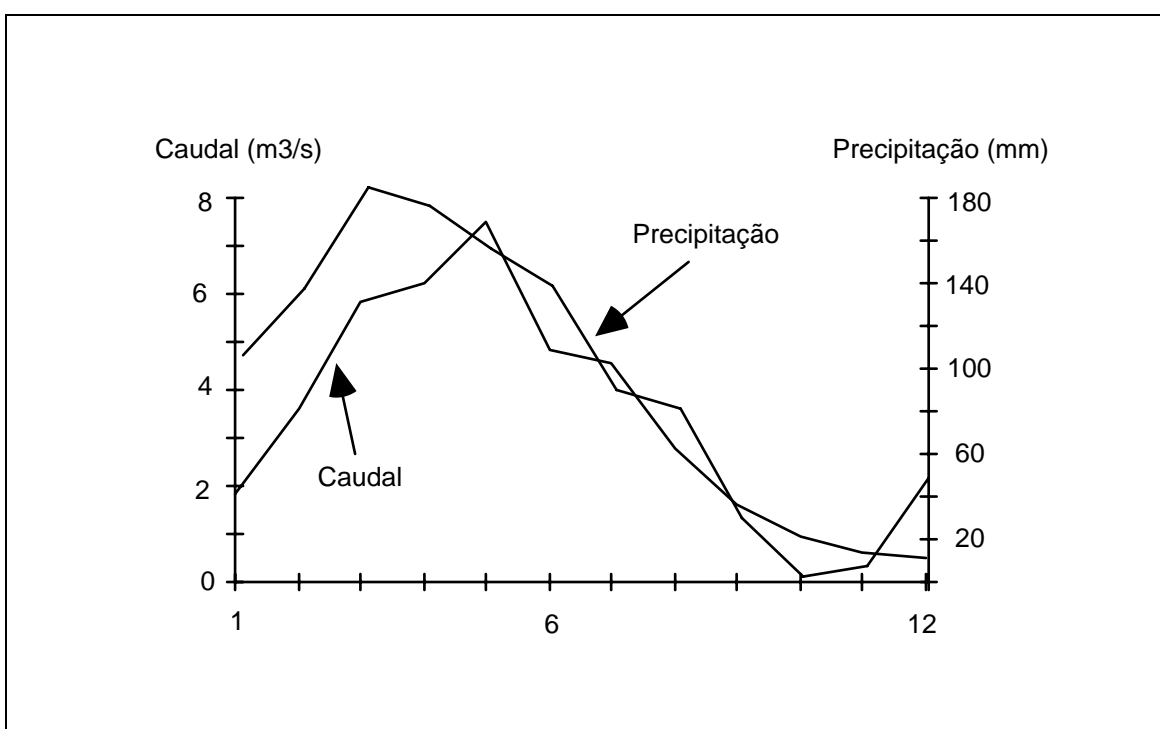


Fig. 3.6 - Evolução dos caudais médios mensais (10 anos de observações) das nascentes de Olhos de Água com a precipitação média mensal registada na estação climatológica de Minde (42 anos de observações), no ano hidrológico médio.

3.2.3. RECARGA DOS AQUÍFEROS

Entende-se por infiltração, a parcela de água que, ao atravessar o solo por acção da gravidade, atinge um substrato impermeável. Ao infiltrar-se, a água poderá ficar retida no solo e voltar ulteriormente à atmosfera por evaporação ou pela transpiração das plantas (evapotranspiração) e/ou percolar até atingir os aquíferos.

No que concerne às águas subterrâneas e aos aquíferos, é mais significativo conhecer a taxa de infiltração do que propriamente a infiltração. Taxa de infiltração subentende a infiltração eficaz em determinado meio geológico, relativamente à precipitação.

Se for conhecido o volume de água precipitado sobre uma região durante um certo período de tempo (um ano por exemplo) e o correspondente escoamento subterrâneo por ele gerado, a razão entre ambos aproxima-se da taxa de infiltração.

Para a área abrangida pela Bacia do Baixo Tejo, tentámos encontrar a razão entre esses dois volumes em subdivisões comparáveis com as bacias hidrográficas dos afluentes, onde foi possível estimar o escoamento subterrâneo através da aplicação da metodologia já referida.

A precipitação nas áreas consideradas foi calculada pelo método da média aritmética dos valores médios anuais registados em estações climatológicas aí situadas (ou nas imediações), através do somatório das médias mensais de registos de 1941 a 1983.

a) INFILTRAÇÃO NA MARGEM DIREITA DO RIO TEJO

O quadro 3. 21 mostra os valores da precipitação, escoamento subterrâneo e taxa de infiltração nas sub-bacias hidrográficas (a montante da estação hidrométrica) dos afluentes da margem direita do Tejo, calculados segundo o método dos caudais mínimos registados na estação hidrométrica.

A aplicação do referido método à margem direita do Tejo permite estimar a taxa de infiltração eficaz nos terrenos atravessados pelas linhas de água.

No Maciço Calcário Estremenho (Aaleniano-Bajociano-J²), a montante da estação de Rio Maior, a taxa de infiltração é de 78 % (segundo o método citado), que nos parece aceitável por se tratar de meio cársico. A taxa de infiltração encontrada leva-nos a concluir que a sub-bacia hidrográfica deve coincidir com a

sub-bacia hidrogeológica, na qual a área de recarga, com cerca de 28 km², é constituída por calcários carsificados.

QUADRO 3. 21

Taxa de infiltração nas sub-bacias dos afluentes da margem direita do rio Tejo

BACIA	PRECIPITAÇÃO		ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO		TAXA DE INFILTRAÇÃO (%)	MEIO GEOLÓGICO
	ESTAÇÕES	(média anual) (hm ³)	ESTAÇÕES	(média anual) (hm ³)		
Nabão	Penela	712,0	Agroal	51,2	7,2	Jurássico
	Alvaiázere F. do Vinhos R. da Murta B. Bouça C. B. Jardim F. do Zêzere Vila de Rei		Matrena	147,5	12,7	Cretácico Cenozóico
Almonda	Freixianda	37,1	CNFT - T. Novas	38,6	100,4	Jurássico
	Tancos (b. a.) Tomar	84,1	Ponte Nova	54,5	64,8	Cenozóico
Alviela	Aljubarrota	163,6	Pernes	38,6	23,6	Jurássico
	Maceira Minde Pernes					Cenozóico
Maior Alcobertas	Cela	22,2	Rio Maior	17,4	78,2	Jurássico
	Rio Maior Fonte Boa	139,6	Freiria	28,1	20,1	Cenozóico
	Abrã Alcanede Pernes	213,1	P. Barbancho	18	8,4	Cenozóico
Ota	Ota (B. A.) Pragança	41	P.Ota	1,6	3,9	Jurássico Cenozóico
Alenquer	Torres	4,8	Penedos	0,4	9,2	Jurássico
	Vedras	90,5	P. Barnabé	7,9	8,7	Cenozóico
	S. M. Agraço	94,4	P. Alenquer	9	9,5	
Trancão	Sintra Sacavém S. J. Tojal Cabo Ruivo	75,8	P. Canas	10,8	14,2	Jurássico Cretácico Cenozóico
Loures	Sintra Sacavém S.J.Tojal Cabo Ruivo	57,6	P. Pinhal	5,6	9,7	Cretácico Cenozóico

A montante de Freiria de Rio Maior, a bacia hidrográfica é constituída pelos mesmos calcários carsificados jurássicos e pelos depósitos argilo-arenosos com intercalações calcárias, neogénicos, resultando daí uma taxa de infiltração ponderada (21 %) de acordo com a área ocupada por cada litologia.

Se o Neogénico ocupar uma área de 156 km², a diferença entre a total (184 km²), a montante da estação, e a ocupada pelos calcários (28 km²), com cerca de 78 % de taxa de infiltração, resulta para este uma taxa de 10 % (F. 3).

$$F. 3) (78 \% \cdot 28 \text{ km}^2) + (b \cdot 156 \text{ km}^2) = (20 \% \cdot 184 \text{ km}^2)$$

$$b = 10 \%$$

b - taxa de infiltração no Neogénico

78 % - taxa de infiltração nos calcários jurássicos

20 % - taxa de infiltração ponderada no Neogénico e nos calcários jurássicos

28 km² - área da bacia de infiltração nos calcários jurássicos

156 km² - área do Neogénico incluída na bacia hidrográfica

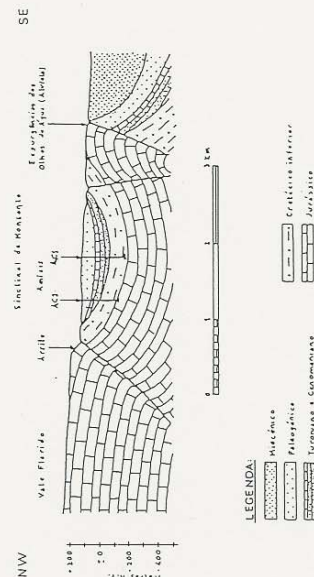
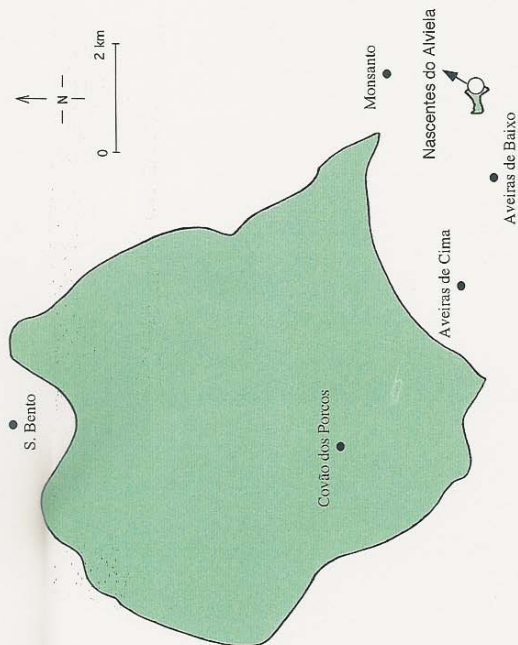
184 km² - área da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Ponte de Freiria.

Taxas da mesma ordem de grandeza, 8,4 %, ocorrem na bacia da ribeira de Alcobertas em depósitos semelhantes do Neogénico.

Perante estes valores, parece ser possível admitir taxas de infiltração próximas de 9 % nos afloramentos areno-argilosos com intercalações carbonatadas, neogénicos, ocorrentes nas bacias do rio Maior e da ribeira de Alcobertas.

Procedendo do mesmo modo para a bacia do Alviela, verificamos que, para a área a montante da estação de Pernes (173 km²), resulta uma taxa de infiltração de 23,5 %. Assim, partindo do princípio de que a taxa de infiltração nos calcários jurássicos do Aaleniano-Bajociano, que alimentam as exsurgências do Alviela e do rio Maior, permanece invariável e na ordem dos 78 %, admitindo a mesma taxa de infiltração no Neogénico igual a 9 % a montante da estação hidrométrica de Pernes, a área de infiltração necessária naqueles calcários para produzir tal efeito (taxa total de 23,5) terá de ser da ordem de 55 km² (F. 4)

A detailed topographic map of the study area. The map features contour lines indicating elevation, with labels such as 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1600, 1700, 1800, 1900, 2000, 2100, 2200, 2300, 2400, 2500, 2600, 2700, 2800, 2900, 3000, 3100, 3200, 3300, 3400, 3500, 3600, 3700, 3800, 3900, 4000, 4100, 4200, 4300, 4400, 4500, 4600, 4700, 4800, 4900, 5000, 5100, 5200, 5300, 5400, 5500, 5600, 5700, 5800, 5900, 6000, 6100, 6200, 6300, 6400, 6500, 6600, 6700, 6800, 6900, 7000, 7100, 7200, 7300, 7400, 7500, 7600, 7700, 7800, 7900, 8000, 8100, 8200, 8300, 8400, 8500, 8600, 8700, 8800, 8900, 9000, 9100, 9200, 9300, 9400, 9500, 9600, 9700, 9800, 9900, 10000. A river is shown flowing through the area, and various land use zones are delineated by different colors and patterns, including green, yellow, orange, and blue. A black line outlines a specific area of interest, and a red line indicates a boundary or feature. The map also shows a road network and various geographical features like hills and valleys.



Interpretação geológica das nascentes do Alviela seg. ZBYSZEWSKI & PARADELA (1971)

o mapeamento das nascentes dos Olhos de Água (Aveliã), no Maciço Calcário Estremenho (55 km²).

$$F. 4) (78 \% \cdot a \text{ km}^2) + (9 \% \cdot (173 - a) \text{ km}^2) = (23,5 \% \cdot (173 + a) \text{ km}^2)$$

$$a = 55 \text{ km}^2$$

9 % - taxa de infiltração no Neogénico

78 % - taxa de infiltração nos calcários jurássicos

23,5 % - taxa de infiltração ponderada no Neogénico e nos calcários jurássicos

$a \text{ km}^2$ % - área da bacia de infiltração nos calcários jurássicos

$(173-a) \text{ km}^2$ - área do Neogénico incluída na bacia hidrográfica

$(173+a) \text{ km}^2$ - área da bacia hidrogeológica a montante da estação hidrométrica de Pernes.

Verificamos que a bacia hidrográfica do rio Alviela inclui parte do Maciço Calcário jurássico numa extensão aproximada de 55 km^2 e, como tal, representará a zona de recarga das nascentes do Alviela (Fig. 3. 7).

Se tomarmos por certo os $37,7 \text{ hm}^3/\text{ano}$ (1166 l/s) para o escoamento subterrâneo nas nascentes de Olhos de Água, verificamos que, para uma taxa de infiltração de 78 % da precipitação média no Maciço Calcário Estremenho na ordem dos 900 mm, seria necessária uma área de recarga de, pelo menos, 54 km^2 , valor muito semelhante ao calculado pela fórmula F. 4, o que confirma o valor já encontrado.

A taxa de infiltração global, na ordem dos 100 %, a montante da estação de CNFT-Torres Novas, no rio Almonda, leva-nos a crer que não existe correspondência entre a bacia hidrográfica e a hidrogeológica. De facto, tudo indica que a área de recarga capaz de produzir os $38,6 \text{ hm}^3$ de escoamento subterrâneo, medidos na estação de CNFT-Torres Novas, seja superior a 45 km^2 , área da bacia hidrográfica.

Sabendo que a principal alimentação do rio Almonda surge a partir da infiltração nos calcários jurássicos da serra de Aire, com uma taxa de infiltração da ordem dos 78 %, por ponderação, à semelhança do que acontece nas bacias dos rios Maior e Alviela estima-se ser necessária uma área de alimentação de $76,5 \text{ km}^2$ (F. 5), externa à bacia hidrográfica localizada nos calcários jurássicos.

$$F. 5) (78 \% \cdot a \text{ km}^2) + (9 \% \cdot (102 - a) \text{ km}^2) = (65 \% \cdot (102 + a) \text{ km}^2)$$

$$a = 1428 \text{ km}^2$$

9% - taxa de infiltração no Neogénico
 78% - taxa de infiltração nos calcários jurássicos
 64,8% - taxa de infiltração ponderada na bacia hidrogeológica
 a km² - área da bacia de infiltração nos calcários jurássicos
 (102-a) km² - área do Neogénico na bacia hidrográfica
 (102+a) km² - área da bacia hidrogeológica a montante da estação hidrométrica de
 Ponte Nova.

Como se pode verificar, não existe semelhança entre o valor dado pela fórmula e a área de alimentação necessária para gerar o escoamento subterrâneo. Tal acontece porque não existe semelhança entre as bacias hidrográfica e hidrogeológica e assim não é aceitável a taxa de infiltração global de 65 %.

A bacia hidrogeológica é mais extensa que a hidrográfica e, como tal, a taxa de infiltração global será na ordem dos 35 % (F. 6) para uma área de infiltração no Maciço Calcário Estremenho de 75 km².

Deste modo, a fórmula (F. 5) deve ser substituída pela fórmula (F. 7) e, como tal, não é válida a área de 1428 km² para área de recarga nos calcários jurássicos do Maciço Estremenho.

$$\text{F. 6)} \quad b = \frac{54,5 \cdot 10^6}{177 \cdot 10^6 \cdot 0,887}$$

$$b = 35 \%$$

b - taxa de infiltração na bacia hidrogeológica a montante de Ponte Nova
 54,5x10⁶ m³ - escoamento subterrâneo na estação de Ponte Nova
 177x10⁶ m² - área da bacia hidrogeológica
 0,887 m - precipitação média anual na bacia hidrogeológica: estações de Minde (1,1465 m),
 Tancos (0,7697 m) e Tomar (0,7427 m).

$$\text{F. 7)} \quad (78 \% \cdot a \text{ km}^2) + (9 \% \cdot (102 - a) \text{ km}^2) = (34,7 \% \cdot (102 + a) \text{ km}^2)$$

$$a = 76 \text{ km}^2$$

Verificada a possibilidade desta área de infiltração existir nos calcários jurássicos, a montante das nascentes do Almonda, concluímos ser possível caracterizar uma bacia de recepção (Fig. 3. 8) com 75 km² de superfície (calculada por planimetria), de orientação NW-SE e de origem tectónica, limitada por falhas com a mesma orientação. Nesta bacia, a inclinação das camadas desempenha papel determinante na direcção e sentido do escoamento, orientando-o totalmente para as exurgências do Almonda.

Os valores das áreas de recarga calculadas por ponderação, quer a partir da infiltração nas bacias hidrográfica e hidrogeológica pela fórmula F. 7) quer por limitação da bacia tectónica a montante das nascentes do Almonda, não diferem muito. A diferença de apenas 1 km² (76 km² - 75 km²) pode dever-se à imprecisão na determinação da área por planimetria. Apesar da crescente sofisticação dos aparelhos utilizados, pode haver erros inerentes ao processo, designadamente do operador, que deve ser cuidadoso no decurso das medições, percorrendo tanto quanto possível a mesma trajectória com o braço do planímetro.

Seguindo o mesmo raciocínio para a bacia do rio Nabão, admitindo taxas de infiltração de 78 % nos calcários jurássicos e de 9 % no Neogénico, chegamos a uma possível área de alimentação de 66,4 km² (F. 8) nos calcários jurássicos da serra de Aire.

$$F. 8) (78 \% \cdot a \text{ km}^2) + (9 \% \cdot (1010 - a) \text{ km}^2) = (12,7 \% \cdot (1010 + a) \text{ km}^2)$$

$$a = 66,4 \text{ km}^2$$

9 % - taxa de infiltração no Neogénico

78 % - taxa de infiltração nos calcários jurássicos

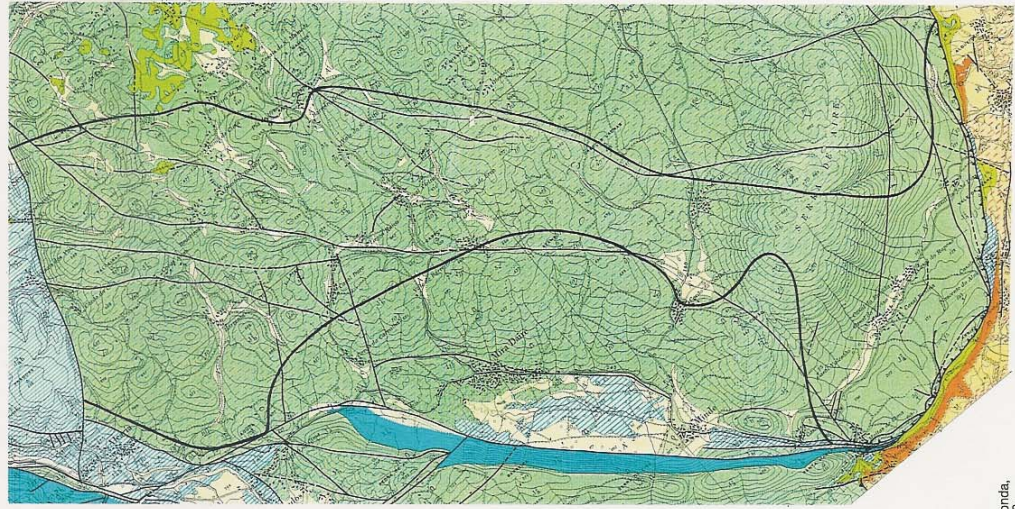
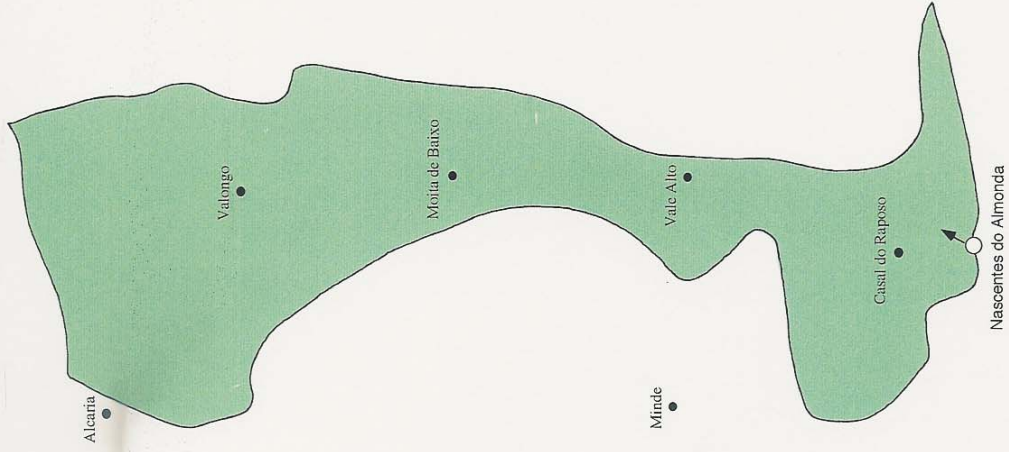
12,7 % - taxa de infiltração na bacia hidrogeológica

a km² - área de infiltração nos calcários jurássicos

(1010-a) km² - área de infiltração no Neogénico

(1010+a) km² - área da bacia hidrogeológica a montante da estação hidrométrica de Ponte Nova.

ÁREA DE RECARGA DAS NASCENTES DO ALMONDA



LEGENDA

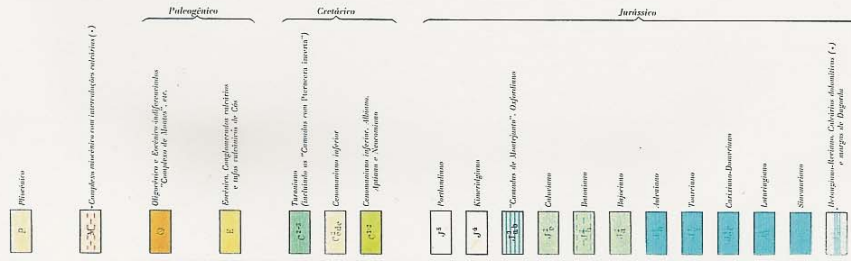


Fig. 3 - Zona de recarga das nascentes do Almonda, no Maciço Calcário Estremenho (75 km²).

Adaptado da Carta Geológica de Portugal (IGM), escala 1:50 000, folha nº 27-A

A ausência de cartografia geológica na área abrangida pelas nascentes do Nabão impossibilitou, à semelhança dos casos anteriores, a quantificação da zona de recarga ou de alimentação, localizada no Maciço Calcário Estremenho.

Nas bacias do rio Alenquer e da ribeira de Loures, os balanços entre o escoamento subterrâneo medido nas linhas de água e a precipitação a montante da estação hidrométrica indicam taxas de infiltração da ordem de 9 %. Este valor é admissível para depósitos arenosos com intercalações de argilas do Jurássico superior (“Camadas do Freixial”), do Cretácico (C₁ e C₃), do Paleogénico (“Complexo de Benfica”) e do Neogénico (“Complexo detrítico de Ota e Camarnal” e “Camadas de Vila Nova da Rainha”), todas elas com comportamentos semelhantes, relativamente à infiltração.

Quanto a nós, é baixa a taxa de infiltração (4 %) na bacia hidrográfica do rio Ota. Esperávamos valores da ordem dos 9 %, à semelhança das bacias de Alenquer e Loures, uma vez que a litologia dos depósitos atravessados, em ambos os casos, não difere muito. A diferença pode resultar, quer de erros na medição dos caudais quer, ainda, de fugas subterrâneas que escapam à linha de água. A morfologia da bacia de recepção e a litologia dos depósitos atravessados poderão também condicionar a infiltração. Assim, o acréscimo da fracção argilosa nos depósitos arenosos poderá influenciar negativamente a infiltração, tal como o baixo declive da bacia e as características litológicas dos depósitos aflorantes favorecerem a infiltração (por exemplo por redução da fracção argilosa). Outras situações poderão ocorrer, normalmente a circulação subterrânea profunda, que, logicamente, escapa às linhas de água, tornando inaplicável o método dos caudais mínimos por nós usado.

Situação contrária surge na bacia do rio Trancão, onde a taxa de infiltração de 14 % assume valores acima dos 9 % esperados. Esta diferença não deve atribuir-se à inaplicabilidade do método seguido para estimar o escoamento subterrâneo, mas sim à maior vocação aquífera dos depósitos representados na bacia de alimentação.

Problemas na aplicabilidade do método devem-se, essencialmente, a fugas de escoamento subterrâneo das linhas de água onde se processa o controlo de caudais, nas estações hidrométricas criteriosamente implantadas.

b) INFILTRAÇÃO NA MARGEM ESQUERDA DO RIO TEJO

Os valores obtidos para a precipitação, escoamento subterrâneo e taxa de infiltração nas bacias hidrográficas dos afluentes da margem esquerda do Tejo e a montante das estações hidrométricas consideradas, constam do quadro 3. 22.

O quadro permite tirar conclusões acerca da taxa de infiltração nos depósitos antigos do Paleozóico das Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena.

A taxa de infiltração de 12 % na bacia da ribeira de Nisa generaliza a infiltração nos xistos, arenitos e calcários da “Formação de S. Mamede”, nos ortogneisses pré-hercínicos, nos granitos hercínicos e no “Complexo xisto-grauváquico das Beiras”, levando-nos a concluir igual cifra para o meio fissurado da Zona Centro-Ibérica.

As ribeiras de Seda, Tera, Avis e Raia desenvolvem o seu percurso na Zona de Ossa-Morena. Atravessam xistos e grauvaques do Proterozóico e Paleozóico, ortogneisses pré-hercínicos, granitos hercínicos e, por isso, a taxa de infiltração verificada para cada bacia permite estimar, por média aritmética, a taxa de infiltração no meio fissurado da Zona de Ossa-Morena, que rondará o valor médio de 3,2 %, com máximo de 4,9 % e mínimo de 1,1 %. Esteves Costa (informação oral, Junho, 1996) confirma esta taxa, referindo que em estudos semelhantes obteve, para as mesmas litologias, taxas de 4 %.

Os valores estimados da taxa de infiltração no meio fissurado do Maciço Antigo afiguram-se aceitáveis, pelo que o método em causa parece ser aplicável nestas condições.

QUADRO 3.22

Taxa de infiltração nas bacias dos afluentes da margem esquerda do Tejo

BACIA	PRECIPITAÇÃO		ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO		TAXA DE INFILTRAÇÃO (%)	MEIO GEOLÓGICO
	ESTAÇÕES	média anual (hm ³)	ESTAÇÕES	média anual (hm ³)		
Nisa	C. de Vide Bruceira Fratel Montalvão Nisa P. Meadas V. V. Rodão	78,7	P. Panasco	9,4	11,9	Paleozóico (ZCI)
Sor	Longomel	458,5	Moinho Novo	43,0	9,4	ortogneisses pré-hercínicos granitos hercínicos (ZOM) Cenozóico

Seda	V. de Peso Crato Alter de Chão Portalegre	458,2	P. Vila Formosa	18,0	3,9	Proterozóico granitos hercínicos (ZOM)
Tera	Vimieiro Estremoz Pavia Sousel	385,6	Pavia	4,2	1,1	Paleozóico (ZOM)
Avis	Monforte S. Aleixo Sousel	79,0	Monforte	2,1	2,7	Paleozóico (ZOM)
Raia	C. de Vide Fronteira Monforte Sousel	151,0	C. de Andreiros	7,4	4,9	Paleozóico (ZOM)
Sorraia	Avis Cabril Maranhão Montargil Comenda Coruche Galveias Lavre Mora S. Geraldo S. Torcato Pavia Vimieiro Sousel Fronteira C. Vide A. Chão Crato Longomel Comenda V. Peso Estremoz Monforte S. Aleixo	3829,6	Coruche	369,7	9,7	Paleozóico (ZOM) Cenozóico
Almancor	Montemor Arraiolos Divor Canha Lavre S. Geraldo	638,3	Santo Estêvão	34,7	5,4	Paleozóico (ZOM) Cenozóico
Canha	Montemor Arraiolos Divor	315,0	Canha	18,9	6	Proterozóico granitos hercínicos Cenozóico

Para os granitos, xistos e grauvaques da Zona de Ossa-Morena admitiam-se taxas de infiltração inferiores aos 9 % observados no Neogénico da margem direita, a que não será alheio as suas baixas permeabilidades e, a menor precipitação (rondam os 600 mm), factor este, que é determinante na bacia da ribeira de Niza (720 mm), onde a taxa de infiltração (12 %) excede 9 %.

Enquanto que, para meios fissurados paleozóicos da margem esquerda do Tejo parece admissível o método seguido para estimar o escoamento subterrâneo, o mesmo não acontece para os depósitos cenozóicos. Se não,

veja-se o que acontece na bacia do Sorraia, onde a ponderação para a estação hidrométrica de Coruche permite avaliar em 13,7 % a taxa de infiltração no Cenozóico, valor bastante inferior ao que seria de esperar, uma vez que a maior extensão, em afloramento, do Cenozóico da margem esquerda pertencer ao Pliocénico, constituído por materiais porosos, predominantemente arenosos com raras intercalações argilosas.

Assim, nestas condições é de excluir a aplicabilidade do método visto ser previsível que o escoamento subterrâneo supere, em larga escala, o valor registado, condição para que resultem taxas de infiltração superiores às obtidas.

A grande extensão da bacia do Sorraia, as condições orográficas particulares (relevo bastante aplanado) e a elevada permeabilidade dos afloramentos, não favorecem o escoamento superficial (como é do conhecimento geral é quase inexistente) relativamente à infiltração, factos estes que implicam um fluxo subterrâneo profundo que escapa ao controlo da estação hidrométrica.

$$F. 9) (b \% \cdot 1815 \text{ km}^2) + (3,2 \% \cdot 2276 \text{ km}^2) = (13,9 \cdot 4091 \text{ km}^2)$$

$$b = 27,3 \%$$

b % - taxa de infiltração no Quaternário da bacia hidrográfica do Sorraia

3,2 % - taxa de infiltração em meios fissurados da Zona de Ossa-Morena

13,9 % - taxa de infiltração na bacia hidrogeológica

1815 km² - área de infiltração no Quaternário da bacia hidrográfica do rio Sorraia

(2276) km² - área de infiltração em meios fissurados da Zona de Ossa-Morena

(4091) km² - área da bacia hidrogeológica a montante da estação hidrométrica de Coruche.

Partindo deste pressuposto, e considerando que a água infiltrada nos depósitos quaternários que ladeiam o Sorraia chega à linha de água, a taxa de infiltração (nestes depósitos) é da ordem dos 27,3 % (F. 9), valor que, no mínimo, poderá corresponder ao Pliocénico, dada a grande semelhança de litologias entre o Quaternário e o Pliocénico.

SARAMAGO & MIRANDA (1994) avaliaram em 25,2 % a taxa de infiltração média na Península de Setúbal, admitindo pois que a recarga média anual dos aquíferos é da ordem dos 164 mm/ano e que, contabilizadas as

perdas nos sistemas de abastecimento e a infiltração de água de rega, poderá ascender a 28,5%.

c) EXPLORAÇÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS

O aquífero mio-pliocénico do Vale do Tejo fornece a quase totalidade das águas subterrâneas exploradas na região, com particular incidência na Península de Setúbal; dos 125 hm³/ano ou 3,9 m³/s explorados no Vale do Tejo, a Península de Setúbal consumia, em 1980, 2,7 m³/s (TRAC *et al.*, 1980). A escassez de águas superficiais, a elevada produtividade aquífera e a qualidade excepcional das suas águas subterrâneas são a principal razão desta situação.

A maior parte das águas subterrâneas nesta região é explorada, tanto na utilização industrial como nas urbana e agrícola.

Numa tentativa de inventariar o estado da exploração, na situação actual consultámos alguns Organismos Públicos, na generalidade dos casos com algum insucesso, designadamente os Serviços Municipalizados das Câmaras Municipais da região, a Associação dos Municípios de Setúbal, a Comissão de Coordenação da Região de Lisboa e Vale do Tejo (CCR). A informação disponível na biblioteca da CCR consistiu em alguns trabalhos do foro ambiental e técnico, levados a cabo na região. A Associação de Municípios de Setúbal possuía alguns dados que, contudo, não abrangiam toda a região. Nas Câmaras Municipais (não em todas) consegui dados referentes ao regime de exploração nos dois últimos anos (volumes captados) e à qualidade química das águas.

Devido à grande dispersão dos dados, à falta de sistematização e, principalmente, à falta de tempo para tão vasta área, logo me apercebi da dificuldade em conseguir uma boa amostragem, que me possibilitasse o estudo da exploração actual.

Os importantes consumos urbanos são, de longe, os mais bem conhecidos e os menos difíceis de obter, pois em todos os Municípios abordados, encontrei bom acolhimento e receptividade, porquanto todos mostraram grande disponibilidade em ceder os elementos na sua posse.

As indústrias implantadas na região (principalmente em Setúbal e ao longo do estuário), com consumos apreciáveis, mostraram alguma relutância na cedência de dados, alegando, na maioria, desconhecimento.

Os volumes captados por particulares, em número considerável, para consumo doméstico e rega, são praticamente desconhecidos, por falta de controlo na exploração e, em muitos casos, por ser ignorada a sua existência.

Muitos furos são clandestinos e abertos por curiosos, sem o mínimo de conhecimentos científicos e técnicos.

Assim, tomámos como referência os elementos obtidos nas Câmaras Municipais para a exploração urbana actual e os dados do estudo de TRAC (1980), a propósito das águas subterrâneas da Península de Setúbal, bem como as conclusões do último estudo hidrogeológico (1994) dos mesmos aquíferos, coordenado pela EPAL, por incumbência, no quadro de um protocolo, entre a Comissão de Coordenação da Região de Lisboa e Vale do Tejo, a Direcção-Geral dos Recursos Naturais, a Operação Integrada de Desenvolvimento da Península de Setúbal e a Associação dos Municípios de Setúbal.

A evolução da exploração não tem sido regular desde os anos 60; ao contrário, tem sofrido incrementos bruscos, em função do acelerado desenvolvimento socioeconómico da região. Os 20 hm³/ano, captados em 1960, duplicaram em 1970 (55 hm³/ano) e sextuplicaram na década seguinte (125 hm³/ano).

Actualmente, 80 % a 90% das necessidades globais de água na Península de Setúbal nos sectores urbano, industrial e agrícola, ou seja, 250 hm³/ano, são satisfeitos por águas subterrâneas. Assim, a exploração na década de 90 em relação à década de 80 duplicou, e relativamente à década de 60 decuplicou.

No futuro, para o horizonte de 2020, o estudo da EPAL, recorrendo a diversa informação disponível, prevê necessidades de água para consumo industrial na PS, entre 115 hm³ e 155 hm³/ano. As indústrias de fabricação de papel, pasta de papel e produtos químicos industriais de base são responsáveis por metade daquele consumo; num cenário decrescente da superfície agrícola útil para cerca de 85 % da área actual e de uma subida de 30 % da área de regadio, o volume consumido no sector agrícola (regadio e subsector animal), em condições de ano médio, deverá atingir os 160 hm³/ano, dos quais cerca de 100 hm³ serão de origem subterrânea; enquanto as necessidades de água a satisfazer anualmente pelos sistemas públicos de abastecimento se situarão entre 110 hm³ e 185 hm³/ano.

No total, na Península de Setúbal, são de prever, para 2020, consumos globais de 400 a 500 hm³/ano. Ressalvando os autores, no entanto, o cenário de crescimento admitido para proceder às estimativas - no caso, o maior crescimento - deve considerar-se como maximalista, afigurando-se mais ajustável às realidades futuras o de menor crescimento. Mesmo assim, este último poderá pecar por excesso, nas previsões feitas para a agricultura.

Sabemos que o sistema aquífero, na Península de Setúbal, se capta intensivamente, no entanto, o modelo matemático proposto por TRAC, em 1980, considerou que a exploração não excedia, na época, 10 % do potencial, e que cobriria as necessidades da região até, pelo menos, o ano 2010, encontrando-se então a extracção abaixo dos 20 % das suas capacidades.

3.2.4. VERIFICAÇÃO DA VERACIDADE DOS PARÂMETROS ESTIMADOS

Considerando que o cenozóico da margem direita, com 3150 km², ao registar uma precipitação média anual de 766 mm, gera 248 mm de excedentes em ano médio (Quadro 3. 10), ou 781 hm³ (F. 10), e que a análise do escoamento médio anual nos afluentes direitos do Tejo revela volumes hídricos em circulação de 347 mm, ou 1171 hm³ (F. 11), a diferença (99 mm, ou 390 hm³) (F. 12) poderá atribuir-se à ocorrência de fluxos superficiais e subterrâneos, originados no Maciço Calcário Estremenho, não contabilizados no processo do balanço hidrológico, o qual se restringiu a área estritamente ocupada pelo Cenozóico.

$$\text{F. 10) Volume anual de excedentes (Cenozóico da margem direita)} = 0,248 \cdot 3150 \cdot 10^6 = 781 \text{hm}^3$$

$$\text{F. 11) Escoamento anual (afluentes direitos do Tejo)} = 347 \text{ mm} \cdot 10^{-3} (3150 \text{ km}^2 + 225 \text{ km}^2)10^6 = 1171 \text{ hm}^3$$

$$\text{F. 12) } 1171 \text{hm}^3 - 781 \text{hm}^3 = 390 \text{ hm}^3$$

Assim sendo, a diferença entre os volumes excedentários determinados pelos dois métodos, ou seja, os 390 hm³ atribuíveis à drenagem dos calcários mesozóicos, que atinge as linhas de água (rios Maior, Alviela, Almonda e Nabão) num total, de 0,82 m³/s + 3,61 m³/s + 4,225 m³/s + ? (Nabão), equivalentes a 273 hm³ + ? (Nabão), ao último (desconhecido), deverá corresponder, pelo menos, 3,71 m³/s, o volume em falta para completar a diferença. Quando comparadas as bacias hidrogeológicas destes rios, Almonda, Alviela e Nabão, em termos de litologia e áreas de infiltração, verificamos que este valor é perfeitamente admissível para o escoamento global médio anual do respectivo

rio, tornando aceitáveis os dados do balanço e possíveis as discrepâncias ao escoamento total medido.

Por outro lado, o método dos caudais mínimos, adoptado para estimar o escoamento subterrâneo na margem direita do Tejo, permitiu chegar a valores na ordem dos 146 mm (Quadro 3. 16) que, quando confrontados com os calculados por aplicação da taxa de infiltração aos mesmos depósitos, ficam muito aquém destes. Para taxas de infiltração próximas de 9 % (ver 3.2.3.a) o escoamento subterrâneo possível seria de 69 mm (9 % de 766 mm) que, por outro lado, poderá ascender a 106 mm, se for aplicável a relação entre escoamento superficial e escoamento subterrâneo, determinada pelo método dos caudais mínimos (Quadro 3. 16). A diferença, mais uma vez, e à semelhança da relação verificada entre o escoamento global e os excedentes, poderá corresponder aos fluxos provenientes dos calcários jurássicos.

Então, poderemos com certa aproximação considerar que o escoamento subterrâneo no Cenozóico da margem direita do Tejo se situa entre 69 mm e 106 mm e que a alimentação do Maciço Calcário Estremenho oscila entre 40 mm (146 mm - 106 mm) e 80 mm (146 mm - 69 mm) ou, mais concretamente, que o fluxo subterrâneo a circular no Cenozóico da margem direita do Tejo provém, entre 27 % e 42 %, dos calcários mesozóicos.

Verifica-se pois, ser possível que, nos calcários jurássicos das serras dos Candeeiros, Aire e Minde, com 78 % de taxa de infiltração, de onde resultam as principais contribuições hídricas para a bacia cenozóica, se infiltrem cerca de 182 hm³/ano (F. 13). Se este volume atingir os depósitos cenozóicos, representa um acréscimo de cerca de 58 mm (F. 14), valor próximo do estimado (64 mm) para contribuição do Maciço Calcário Estremenho.

$$\text{F. 13)} (1,147 \cdot 76 \cdot 10^6 \cdot 0,78) + (0,794 \cdot 28 \cdot 10^6 \cdot 0,78) + (0,868 \cdot 55 \cdot 10^6 \cdot 0,78) + (1,165 \cdot 66 \cdot 10^6 \cdot 0,78) \text{ m}^3 = 182 \text{ hm}^3$$

78 % - taxa de infiltração

1,147 m - precipitação média anual na estação de Minde

76 km² - área de infiltração na serra de Minde

0,794 m - precipitação média anual nas estações de Cela e Rio Maior

28 km² - área de infiltração na serra dos Candeeiros

0,868 m - precipitação média anual na estação de Pragança

55 km² - área de infiltração na serra de Aire

1,165 m - precipitação média anual nas estações de Penela, Alvaiázere, Figueiró dos Vinhos, Rego da Murta, Barragem da Bouça, Cernache do Bom Jardim
66km² - área de infiltração na serra de Aire.

$$\text{F. 14)} \quad \frac{182 \cdot 10^6 \text{ m}^3}{3150 \cdot 10^6 \text{ m}^3} = 58 \text{ mm}$$

O volume de excedentes médios anuais (1245 hm³) envolvidos na margem esquerda do Tejo é superior ao estimado para a margem direita, apesar da precipitação média anual ser inferior (682 mm) e a evapotranspiração real superior. A causa está na sua grande extensão (Quadro 3. 11).

A análise dos dados indica que o escoamento médio anual global que circula nos afluentes esquerdos do Tejo tem a sua origem, quase exclusivamente, nos depósitos paleozóicos das Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena, se considerarmos que o volume de escoamento antes dos depósitos plio-quadernários é, em média, de 155 mm. Pois, para taxas de infiltração médias nos depósitos aflorantes do Plio-Quaternário, na ordem dos 27 %, estima-se o escoamento subterrâneo em 184 mm/ano (27 % x 682 mm), quase o valor determinado para os excedentes pelo método do balanço sequencial mensal (Quadro 3. 11).

A diferença entre escoamento subterrâneo e excedentes assemelha-se ao escoamento superficial no Cenozóico (196 mm - 184 mm), na ordem dos 12 mm. Valor aceitável, uma vez que a acção conjugada da evapotranspiração, da topografia aplanada da região e da facilidade de infiltração pouco contribuem para o escoamento superficial. A água que escapa à evapotranspiração infiltra-se no solo e nele percola até profundidades superiores aos leitos das linhas de água.

O aumento de 7 mm (de 155 mm para 162 mm) no escoamento global das linhas de água ao atingirem o Cenozóico apoia a hipótese de ocorrer infiltração da quase totalidade dos excedentes e fuga do escoamento subterrâneo das linhas de água, tornando inaplicável nestas condições, o método dos caudais mínimos para estimar o escoamento subterrâneo.

Diferenças de escoamento subterrâneo e excedentes de 7 mm, e não de 12 mm, como seria de esperar, implicam taxas de infiltração de 27,7 %, e não de 27 %, como foi admitido. Porém, cálculos precedentes indicaram concretamente

taxas de 27,3 %, na mesma ordem de grandeza, o que torna possível a taxa de infiltração estimada de 27 % para estes depósitos.

O quadro 3. 23 resume, para cada unidade hidrogeológica, os valores do balanço hidrológico, em ano médio. No Cenozóico da margem esquerda do Tejo verifica-se igualdade entre a precipitação e o somatório da evapotranspiração e os escoamentos superficiais e subterrâneos. No entanto, devido à alimentação pelo Mesozóico da Orla Ocidental, no Cenozóico da margem direita não se verifica igualdade. O somatório da evapotranspiração real com os escoamentos superficial e subterrâneo excede a precipitação média anual. A diferença de 120 hm³ é de atribuir aos fluxos do Maciço Calcário Estremenho para o Cenozóico da Bacia do Baixo Tejo.

A exploração foi difícil de quantificar, por não existir estatística apurada dos consumos nos vários sectores da economia (agricultura, indústria e abastecimento público). O abastecimento público compreende não só à utilização doméstica mas também ao fornecimento de pequenas indústrias e jardinagem.

Como exemplo e referência, considerei os dados da exploração por parte da EPAL, no Mesozóico da Orla Ocidental, nomeadamente, nas nascentes do Alviela, bem como dos volumes captados por furos camarários, em 1995, pelos Municípios situados nas duas margens do Tejo.

ALMEIDA (1977), admitindo a taxa de infiltração de 7,1 % para a globalidade da bacia cenozóica do Baixo Tejo e contando com as exsurgências do Maciço Calcário Estremenho, concluiu ser possível explorar 500 hm³ na parte portuguesa da bacia do Tejo.

QUADRO 3. 23

Balanço hidrológico, em ano médio, nas unidades aquíferas da bacia hidrográfica do Baixo Tejo

SISTEMAS AQUÍFEROS	PRECIPITAÇÃO O hm ³ /ano	ETR hm ³ /ano	ESCOAMENTO SUPERFICIAL hm ³ /ano	ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO hm ³ /ano	VOLUME EXPLORADO hm ³ /ano	TAXA DE INFILTRAÇÃO %
Mesozóico (Orla Occidental) 225 km ²	234 (1040 mm)			182	8 (EPAL)	78

Cenozóico (Margem Direita) 3150 km ²	2413 (766 mm) + (120 mm) (com origem no Mesozóico da Orla Ocidental)	1632 (518 mm)	643 (204 mm)	258 (82 mm)	8 (CM)	9
Cenozóico (Margem Esquerda) 6354 km ²	4333 (682 mm)	3088 (486 mm)	76 (12 mm)	1169 (184 mm)	55 (CM)	27
Paleozóico (Zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena)						3

Para o ano seco e para o ano húmido não foi possível proceder aos balanços, por não ser aplicável o método dos caudais mínimos, seguido para estimar os escoamentos superficial e subterrâneo.

Dados acerca da precipitação de 1941 a 1983 denotam a ocorrência de anos muito secos em 1944/45 e 1982/83 (período de retorno de 42 anos) anos de coincidência dos valores mais baixos de precipitação, em todas as estações localizadas na bacia hidrográfica.

Ano muito húmido aconteceu em 1968/69, quando a grande maioria das estações da bacia hidrográfica registou valores máximos de precipitação. Outros máximos ocorreram em 1945/46, 1955/56, 1963/64, 1968/69 e 1978/79, com período de retorno de aproximadamente 10 anos.

4. RECONHECIMENTO HIDROGEOLÓGICO

O reconhecimento hidrogeológico consiste, em última análise, em localizar, definir e caracterizar os sistemas aquíferos de uma região para o qual se torna necessário conhecer a geometria, as dimensões, grandeza dos parâmetros hidráulicos, áreas de recarga e descarga, bem como a qualidade das águas.

Nem sempre estas determinações são conseguidas com o rigor e o pormenor desejados. Muitas vezes, a pequenos avanços na clarificação da estrutura hidrogeológica podem corresponder estudos elaborados, quando se trata de zona tão complexa como a que ocorre no Cenozóico do Baixo Tejo. Compreende uma extensa área preenchida por camadas permeáveis sobrepostas, separadas por aquitardos que definem um sistema aquífero multicamada de comportamento variável (entre livre, cativo e semiconfinado) e de caracterização difícil.

A análise hidrogeológica baseia-se na estrutura geológica e na litologia dos estratos, apoiando-se frequentemente em estudos geofísicos, tectónicos, hidrogeoquímicos e hidráulica subterrânea, e tem como objectivo final a quantificação e a qualificação das recargas, bem como o comportamento do sistema perante a sua exploração.

Para a caracterização hidrogeológica, considerámos todos os dados disponíveis. Estudámos criteriosamente as colunas litológicas das sondagens, a partir das quais, traçámos perfis geológicos que nos deram uma visão global da geometria do aquífero. A análise estatística da composição litológica, expressa em percentagem de níveis detríticos produtivos, ajudou-nos a definir a estrutura geológica. A ocorrência de sedimentação carbonatada marcou a separação entre Pliocénico e Miocénico, embora, a nível geral, essa separação nem sempre se verifique.

Não desprezamos as indicações, embora empíricas, fornecidas pela localização e distribuição das captações pela área condicionada, quase exclusivamente, por aspectos económicos independentes do rendimento do aquífero.

A profundidade das captações foi aspecto também considerado, por ajudar na destrição entre zonas de diferentes produtividades. Porém, é o custo das captações que mais condiciona as profundidades alcançadas pelos furos. Estes terminam quando interceptam zonas produtivas que satisfaçam as

necessidades, ou quando são mal sucedidos para o investimento previsto.

A análise estatística da transmissividade, dos caudais específicos e da percentagem de níveis produtivos ao longo dos furos deu indicações preciosas acerca do rendimento do aquífero, permitindo ao mesmo tempo a separação em unidades.

As características físico-químicas das águas manifestaram-se úteis à classificação e à caracterização dos aquíferos. A composição química (iões maioritários), as relações iónicas e o teor de nitratos ajudaram a definir a direcção e o sentido do escoamento, a detectar fontes de contaminação, a avaliar a progressão da invasão marinha, a delimitar áreas de recarga e descarga, a detectar fluxos ascendentes profundos e a localizar zonas de mistura de águas de diferentes origens. A temperatura das águas foi o parâmetro físico mais estudado, por permitir localizar acidentes tectónicos imperceptíveis à superfície, zonas de rotura através das quais se faz preferencialmente a ascensão de fluxos hídricos profundos.

4.1. DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA DAS CAPTAÇÕES

Durante a análise das sondagens hidrogeológicas que nos propusemos estudar verificámos que a distribuição não era uniforme, como seria de esperar. Pelo contrário, numa pequena parcela do aquífero concentrava-se a grande parte das captações, cerca de 1/3, o que correspondia a uma grande assimetria na densidade de ocupação. Tal limitou-nos um pouco a abordagem do tema e, principalmente, a caracterização do aquífero na sua totalidade. As faltas foram sempre, na medida do possível, compensadas por elementos recolhidos durante o inventário de campo.

Da distribuição do número de furos (1248) pelo aquífero (área total de 11 840 km²) resulta uma concentração média de 1 furo por cada 10 km² que, no entanto, está longe de se verificar devido à aleatoriedade na sua distribuição.

Constata-se que no mapa de concentração das captações, estas aparecem agrupadas em determinadas zonas e situadas de uma forma, mais ou menos caótica, supostamente relacionável com as necessidades. A forte concentração de captações em áreas restritas (de maior densidade populacional, de agricultura intensiva ou de grande concentração industrial) pode desencadear situações de sobreexploração do aquífero e rebaixamentos permanentes dos níveis piezométricos, em oposição a vastas zonas praticamente inexploradas.

CAMACHO Y CAMACHO (1975), para o terciário do Tejo, em Madrid,

aplicou métodos estatísticos para planificar o aproveitamento dos recursos hídricos subterrâneos. Seguiu a metodologia aplicada em estudos ecológicos e geológicos, adoptando conceitos de densidade, área média, célula e índice de concentração. O objectivo foi o de motivar especialistas do ordenamento territorial a contemplarem na sua planificação os recursos hídricos subterrâneos, detectando zonas sobreexploradas e sugerindo outras não utilizadas, a fim de alcançar um aproveitamento óptimo dos recursos, em especial nas regiões, onde o abastecimento por águas superficiais é bastante mais caro. A aplicação de testes estatísticos, como o do X^2 (com nível de significância de $\alpha = 0,05$), provou a não aleatoriedade da distribuição das captações pelo aquífero, por não obedecer à lei de Poisson, como ele esperava.

Utilizando a mesma metodologia no caso português, dada a semelhança entre os aquíferos, obtivemos os seguintes valores para:

- 1) Densidade (D), ou número de captações por unidade de superfície (igual ao número total de furos a dividir pela área total).

$$1248 \text{ furos} / 11840 \text{ km}^2 = 0,11 \text{ furos/km}^2$$

- 2) Área média (igual a $1/D$).

$$1/D = 9,09$$

- 3) Célula ou unidade de área (usualmente um quadrado com superfície dupla da área média). No nosso caso, para facilitar os cálculos, dado que dispúnhamos da distribuição de furos pelas folhas da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25 000, consideramos a superfície do aquífero dividida em 74 células iguais, cada uma com 160 km^2 .

Assim, caso os furos se distribuíssem aleatoriamente pelas células, seguiriam (mais provavelmente) uma lei de Poisson de parâmetro $\lambda = x = 16,86$ (número total de furos a dividir pelo número de células). O ajustamento pôde ser comprovado pelo teste do X^2 para um nível de significância igual a 0,01, com 4 graus de liberdade ($gl = K-1$, $K = 5$). Foi feito o agrupamento por classes para aumentar as frequências esperadas para, assim, permitir a utilização do teste, o que deixa de ser aplicável, quando mais de 20 % das frequências esperadas são inferiores a 5, ou se qualquer frequência é inferior a 1. Os resultados constam do quadro 4. 1.

QUADRO 4. 1

Estatística da distribuição das captações. Aplicação do teste χ^2

Nº DE FUROS POR CÉLULA	Nº DE CÉLULAS COM X FUROS	FREQUÊNCIAS OBSERVADAS o_i	FREQUÊNCIAS ESPERADAS $e_i = n_x \cdot nP(x)^*$	χ^2_{**} ($\alpha=0,01$) $gl=K-1=4$)
0 a 11	38	51,4	6,63	
12 a 15	8	10,8	21,78	
16 a 19	2	2,7	26,89	482,42
20 a 23	4	5,4	14,31	
24 a 134	22	29,7	4,36	
Total	74	100,0	73,97	

* $P(x) = \lambda^x e^{-\lambda} / x!$

$n_x = n P(x)$; (n_x - número esperado de células n_x que contém x captações)

** $\chi^2 = \sum (e_i - o_i)^2 / e_i$

Para o nível de significância escolhido ($\alpha = 0,01$) e 4 graus de liberdade, o valor de χ^2 é muito superior ao permitido (482, 42 > 13,28, segundo SIEGEL, 1975, tábua C, p. 280), tal como a 18,46, valor admissível para a probabilidade de ocorrência sob H_0 de 99,999 %). Assim, deve rejeitar-se a hipótese da aleatoriedade na distribuição das captações pelo aquífero, pelo que, neste contexto, é pertinente o cálculo de alguns índices de concentração.

4.1.1. ÍNDICES DE CONCENTRAÇÃO

O quadro 4. 2 mostra a distribuição das captações pelo aquífero cenozóico, tomando por base a localização dos furos em cada folha da Carta Militar, na escala 1:25 000.

QUADRO 4. 2

Distribuição dos furos de captação pelo aquífero cenozóico do Baixo Tejo

CARTA MILITAR 1:25 000 FOLHA Nº	FUROS	Nº DE FUROS POR FOLHA	CARTA MILITAR 1:25 000 FOLHA Nº	FUROS	Nº DE FUROS POR FOLHA	CARTA MILITAR 1:25 000 FOLHA Nº	FUROS	Nº DE FUROS POR FOLHA
309	0	0,00	356	0	0,00	417	56	0,35
310	0	0,00	357	0	0,00	418	13	0,08

311	0	0,00	363	12	0,08	419	11	0,07
319	4	0,03	364	27	0,17	420	8	0,05
320	0	0,00	365	23	0,14	421	2	0,01
321	0	0,00	366	2	0,01	422	2	0,01
327	0	0,00	367	1	0,01	430	0	0,00
328	6	0,04	368	0	0,00	431	21	0,13
329	19	0,12	369	0	0,00	432	134	0,84
330	30	0,19	376	126	0,79	433	12	0,08
331	43	0,27	377	32	0,20	434	37	0,23
332	0	0,00	378	19	0,12	441	0	0,00
333	0	0,00	379	4	0,03	442	127	0,79
339	23	0,14	380	4	0,03	443	102	0,64
340	12	0,08	390	110	0,69	444	14	0,09
341	22	0,14	391	27	0,17	445	11	0,07
342	15	0,09	392	13	0,08	453	39	0,24
343	4	0,03	393	35	0,22	454	76	0,48
344	4	0,03	394	12	0,08	455	49	0,31
345	0	0,00	403	29	0,18	456	0	0,00
351	6	0,04	404	52	0,33	464	4	0,03
352	25	0,16	405	43	0,27	465	9	0,06
353	31	0,19	406	8	0,05	466	33	0,21
354	6	0,04	407	11	0,07	467	1	0,01
355	0	0,00	408	1	0,01			

Pela análise do quadro verifica-se que:

- 1) – a maioria das captações se concentra em áreas restritas do aquífero;
- 2) – para grande extensão do aquífero, a concentração de furos é muito baixa ou quase nula.

Tal constatação tem implicações na profundidade do estudo e, principalmente, nas condições de exploração do aquífero. Cada folha exibe um número variável de furos que pode ir de 0 a 134, ou seja, variar entre zero captações por km² e 1 captação por cada 1194 m².

Uma primeira ilação pode tirar-se da distribuição das captações pelo aquífero; a de que 48 % (599) delas se concentram em somente 6,8 % da superfície total (800 km²). Esta ocorre fundamentalmente na região de Lisboa, Seixal, Moita, Montijo, Vila Franca de Xira e Azambuja (folhas 390, 376, 432, 442 e 443).

O conceito termodinâmico de entropia, aplicado à teoria da informação (SHANON, 1948), foi amplamente seguido em Espanha nos domínios da Geologia e Hidrogeologia nas décadas de 50, 60 e 70, e a sua aplicação à concentração geográfica de captações revestiu-se de grande interesse.

A função entropia é definida por:

$$H = - \sum p_i \ln p_i$$

sendo:

p_i - a probabilidade de ocorrência do componente i .

A probabilidade de uma dada captação se situar numa célula i será dada pela razão entre n_i/n (n_i , o número de captações existente em cada célula e n , o número total de células). A entropia do sistema (aquífero cenozóico do Tejo), para as células já estabelecidas será assim de:

$$H = - \sum \frac{n_i}{n} \ln \frac{n_i}{n} = 3,3862$$

n_i - nº de furos por célula (folha 1:25 000)

n - nº total de células (74).

A entropia máxima que poderia ocorrer resultaria da distribuição uniforme dos furos pelas células (valor próximo da média).

$$H = - \sum p_i \ln p_i = H_{\text{máx}} = - \sum \frac{x}{n} \ln \frac{x}{n} = - \sum \frac{74}{74} \ln \frac{16,86}{1248} = 4,3044$$

A entropia relativa é:

$$h = \frac{H}{H_{\text{máx}}} \cdot 100 = 78,67$$

que nos proporciona outro índice de concentração. No entanto, é de mais fácil interpretação o valor f (número equivalente).

$$f = e^H = e^{3,3862} = 29,55$$

valor que indica serem necessárias 30 células (41 % do total) para produzir a mesma entropia ou concentração se os 1248 furos fossem distribuídos uniformemente. Significando que, na prática, a exploração se processasse como se todos os furos se situassem em cerca de metade do aquífero (41 %), mantendo-se a outra metade inexplorada.

A distribuição das captações no aquífero do vale do Tejo parece

condicionada, quase exclusivamente, por aspectos estritamente económicos relacionados com:

1) as indústrias implantadas ao longo do estuário (nas duas margens e na Península de Setúbal e estuário do Sado);

2) as zonas de maior densidade populacional (em especial a área metropolitana de Lisboa).

Esta situação já conduziu à salinização de furos próximos do rio, no Seixal, na Mitrena (Setúbal), a qual poderia ter sido evitada, caso tivessem explorado áreas igualmente produtivas, mas mais afastadas do rio.

4.2. PROFUNDIDADE DAS CAPTAÇÕES

Em grande parte das situações, a profundidade alcançada pelas captações, onde não existem estudos hidrogeológicos, é determinada por conhecimento empírico resultante da experiência de situações similares, dos investimentos possíveis e das quantidades de água necessárias.

Quando os recursos económicos são limitados e as extracções de água não são relevantes, as profundidades atingidas pelas captações ficam-se pelas zonas aquíferas mais superficiais que garantam o caudal necessário.

No aquífero do Tejo, salvo raras excepções ligadas ao abastecimento de indústrias caracterizadas por grandes necessidades de água, as profundidades das captações relacionam-se bastante com a zona aquífera aí explorada e com o seu rendimento (Fig. 4. 1).

Na Península de Setúbal, Montijo, Pinhal Novo e Pegões, as captações exploram predominantemente o Pliocénico, para fins quase exclusivamente domésticos e agrícolas, e a grande maioria atinge profundidades da ordem dos 130 m, precisamente a espessura média aí atingida.

Para nordeste (Coruche), devido ao menor rendimento ou à maior espessura do Pliocénico, as captações exploram profundidades superiores à zona anterior, da ordem dos 170 m.

Em Azambuja e Benavente é explorado, predominantemente, o Plisto-Holocénico; por sinal bastante produtivo, apesar das captações raramente ultrapassarem 71 m, espessura aproximada da aluvião nesta zona.

A sul de Constância (Ulme), as captações, quase exclusivamente destinadas a fins agrícolas, ficam-se pelos 28 m, o que parece comprovar a comunicação hidráulica entre o rio e as aluviões, consequência da grande permeabilidade e da natureza cascalhenta das camadas aflorantes ao nível do

leito do rio.

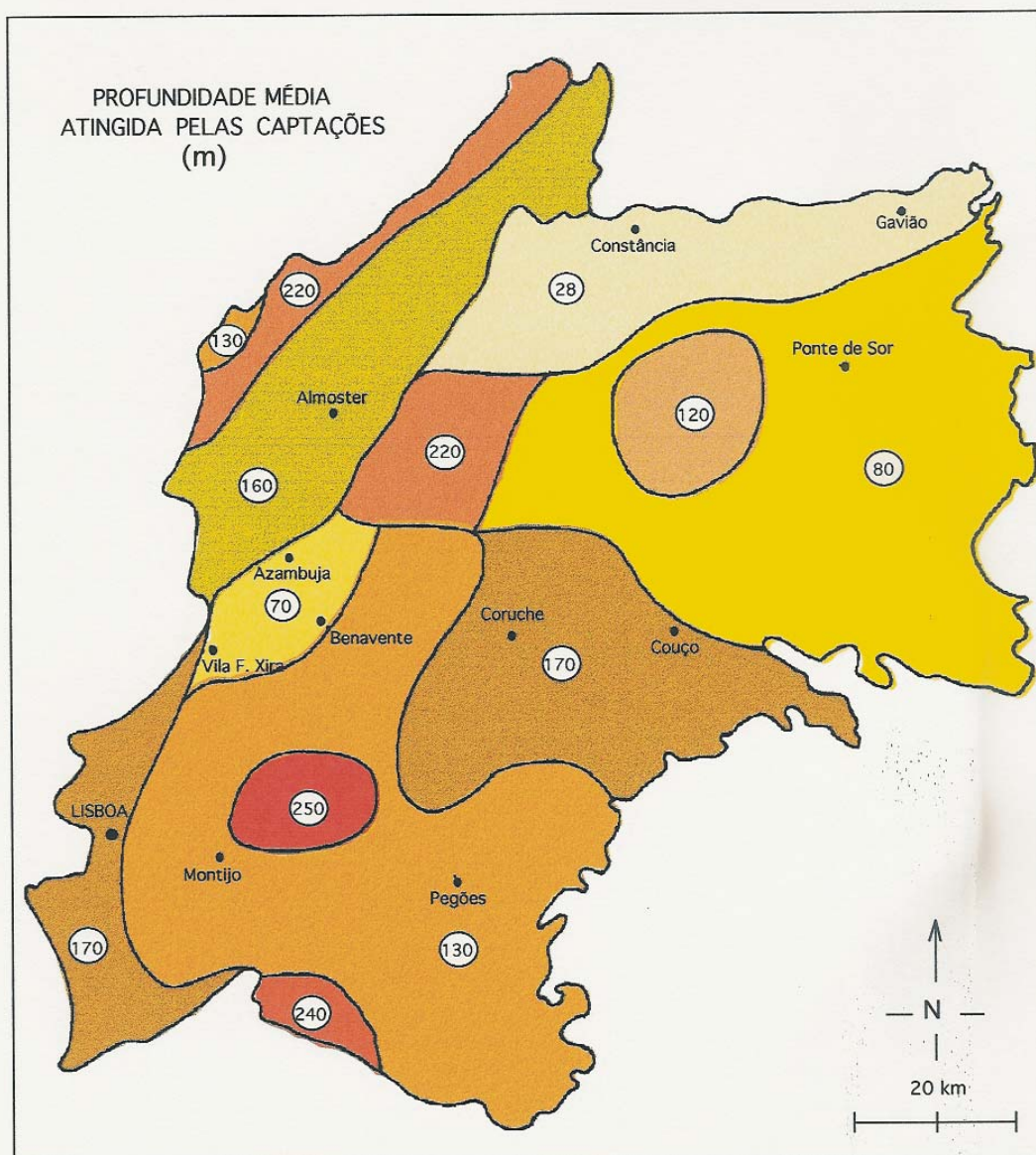


Fig. 4. 1 - Profundidade aquífera média atingida pelas captações.

Na margem direita do Tejo, o Miocénico é explorado a profundidades médias de 160 m (para o interior) e de 220 m (na periferia, junto ao contacto com o Mesozóico), justificadas em parte, pelo carácter argiloso dos sedimentos e, também, pela menor transmissividade.

Em Rio Maior, a profundidade média é de 135 m, relacionando-se com a espessura aqui apresentada pelo Pliocénico.

A profundidade alcançada pelas captações em Setúbal e Metrena, 240 m, não significa menor rendimento do aquífero nesta zona, mas maiores

necessidades de água, ao mesmo tempo que se evitam os níveis superficiais, mais vulneráveis à salinização. Exploram-se, simultaneamente neste caso, o Pliocénico e o Miocénico.

No Pinhal do Infantado, as captações alcançam os 250 m, para aproveitamento total do Pliocénico. Pela mesma razão, em Alpiarça e Almeirim, justificam-se profundidades acima dos 200 m.

As profundidades médias atingidas pelas captações no sistema aquífero do cenozóico do Baixo Tejo seguem critérios empíricos, relacionáveis com a espessura do aquífero captado e com o seu rendimento, ou, então, com situações de grande procura, exigindo a exploração conjunta do Miocénico e do Pliocénico.

4.3. CAUDAL ESPECÍFICO-TRANSMISSIVIDADE

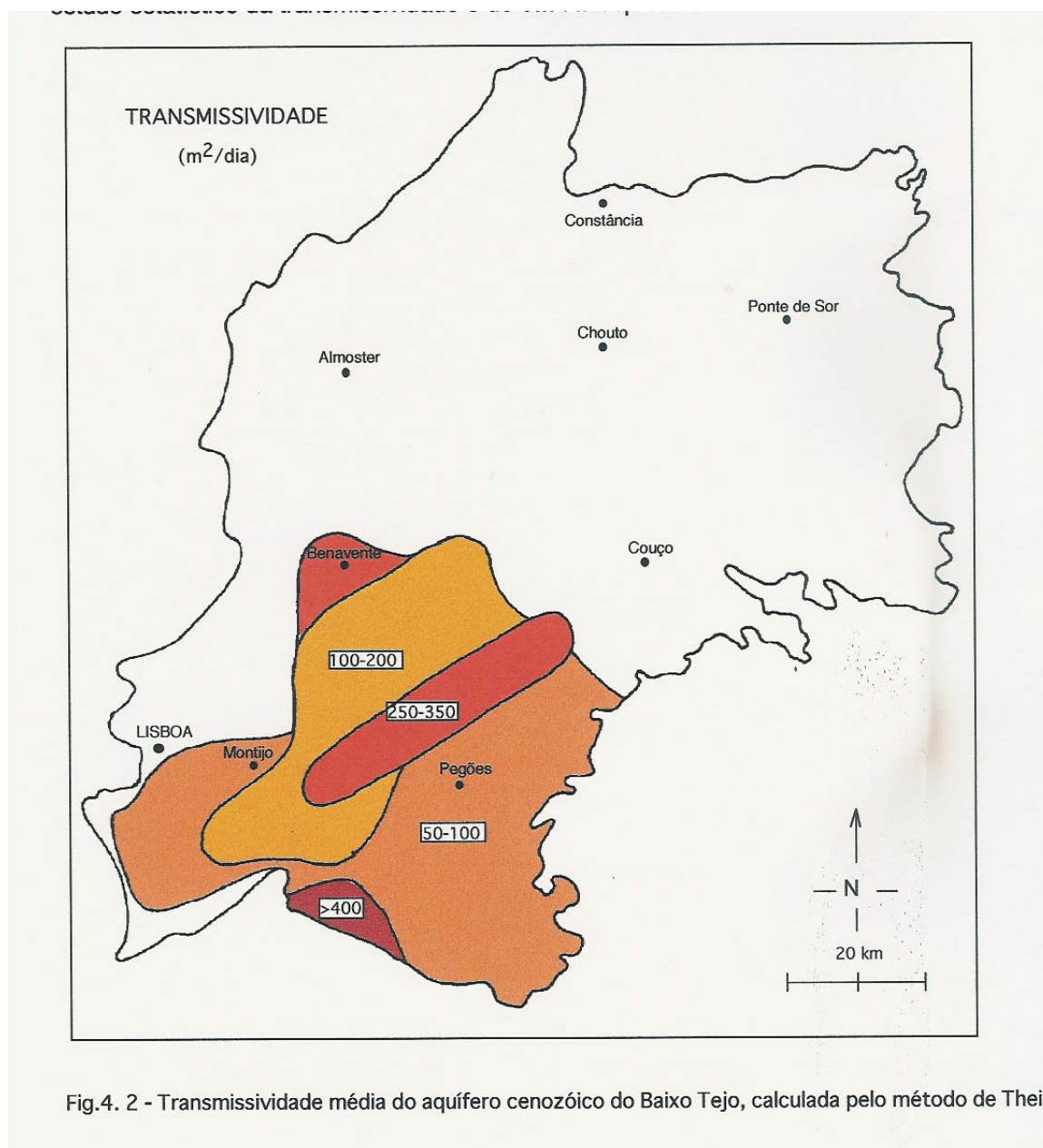
O conhecimento dos parâmetros hidráulicos dos aquíferos, como a permeabilidade, a transmissividade, o coeficiente de armazenamento e o factor de gotejamento, no caso dos aquíferos semiconfinados, é imprescindível, dado que fazem parte das equações que regem o fluxo das águas subterrâneas. O método mais usual e mais indicado para os estimar é o baseado na interpretação dos ensaios de bombagem, que são por vezes de realização difícil, demorada e cara.

Geralmente são escassos os ensaios que se conseguem reunir, mas em contrapartida é frequente recolher-se um elevado número de valores de caudais específicos (caudal bombeado dividido pelo rebaixamento do nível da água resultante da bombagem no furo correlacionável com a transmissividade). A Bacia do Tejo não foge à regra, pois, a um elevado número de valores de caudal específico, contrapõe-se um reduzido número de ensaios de bombagem, por sinal obtidos em condições pouco favoráveis à sua interpretação.

Com o objectivo de encontrar uma relação válida entre caudal específico e transmissividade para o aquífero detrítico cenozóico do Vale do Tejo, fizemos o estudo estatístico da transmissividade e do caudal específico.

Grande parte dos relatórios de sondagens hidrogeológicas estudados incluía dados de ensaios de bombagem realizados, nos furos de captação em regime variável. A interpretação destes ensaios não permite determinar o coeficiente de armazenamento e o factor de gotejamento, visto que a evolução do nível da água no decurso do ensaio não foi seguida através de piezómetro. Não obstante as limitações apontadas, procedemos à interpretação de 222

ensaios pelo método de Theis e determinámos a transmissividade (Fig. 4. 2). Traçadas as curvas representativas da evolução dos níveis no tempo em papel logarítmico, como é exigência do método, verificamos que a melhor sobreposição resultava para as curvas teóricas de WALTON-HANSTUSH, definidas para aquíferos semiconfinados em regime variável.



Após algumas horas de bombagem em todos os furos, foi atingida, com certa rapidez, a estabilização do nível da água, indício da existência de aquitardos. As curvas experimentais obtidas, todas de aquíferos semiconfinados, eram sobreponíveis às curvas teóricas para valores de r/B variáveis entre 0,001 e 1.

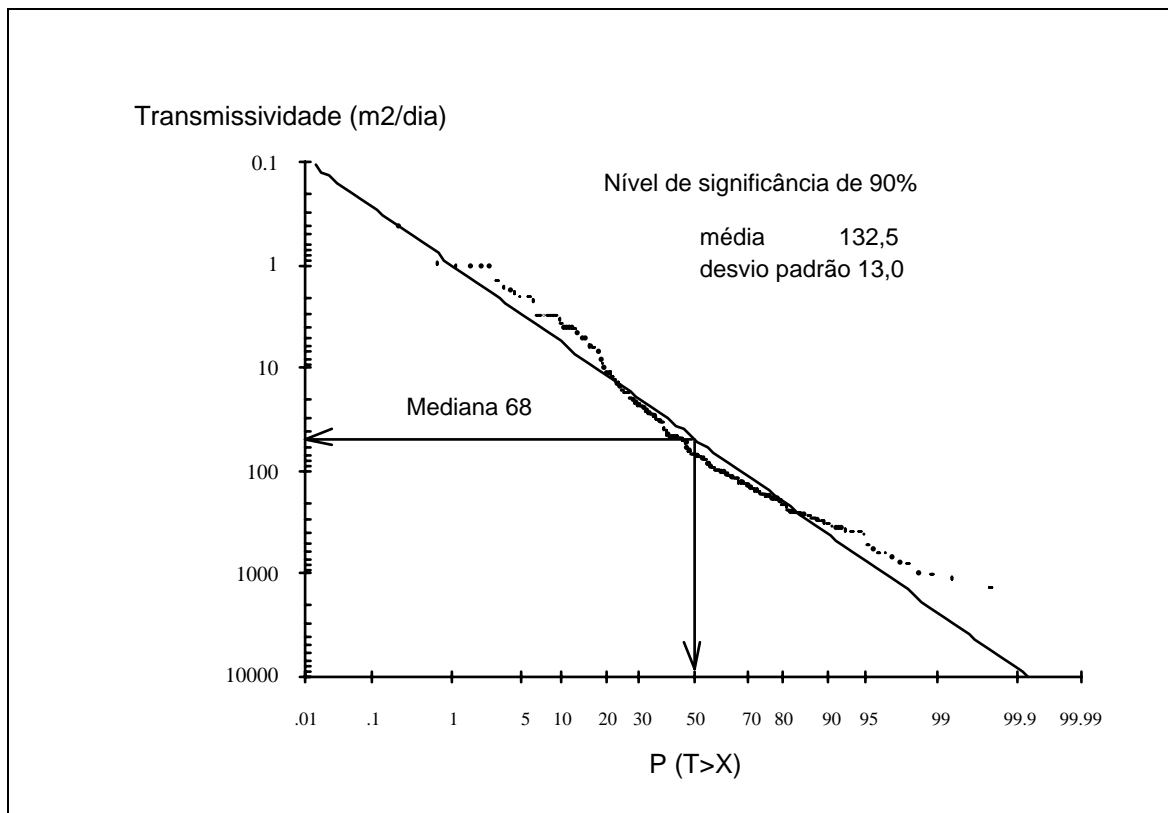


Fig. 4. 3 - Modelo de distribuição da transmissividade.

A anisotropia do aquífero, manifestada ao nível da transmissividade, foi testada pela representação da lei de distribuição a que este parâmetro obedece. Partiu-se de 222 valores de transmissividade, em m²/dia, e da probabilidade acumulada, calculada segundo o método de Gunabel (CUSTODIO & LLAMAS, 1976). Verificou-se haver um bom ajustamento (nível de significância de 90 %) à distribuição log-normal (Fig. 4. 3) de média igual a 132,5 m²/dia, semelhante ao que acontece no aquífero detrítico de Madrid, para o qual ALFARO (1979) reconheceu uma lei de distribuição logarítmica-normal, relativamente à transmissividade e ao caudal específico.

A representação de 1084 valores de caudal específico, distribuídos por todo o aquífero segundo metodologia semelhante, confirma o mesmo tipo de distribuição (Fig. 4. 4) já encontrada para a transmissividade. Seguem, assim, uma lei de distribuição log-normal com média igual a 3,03 l/s/m.

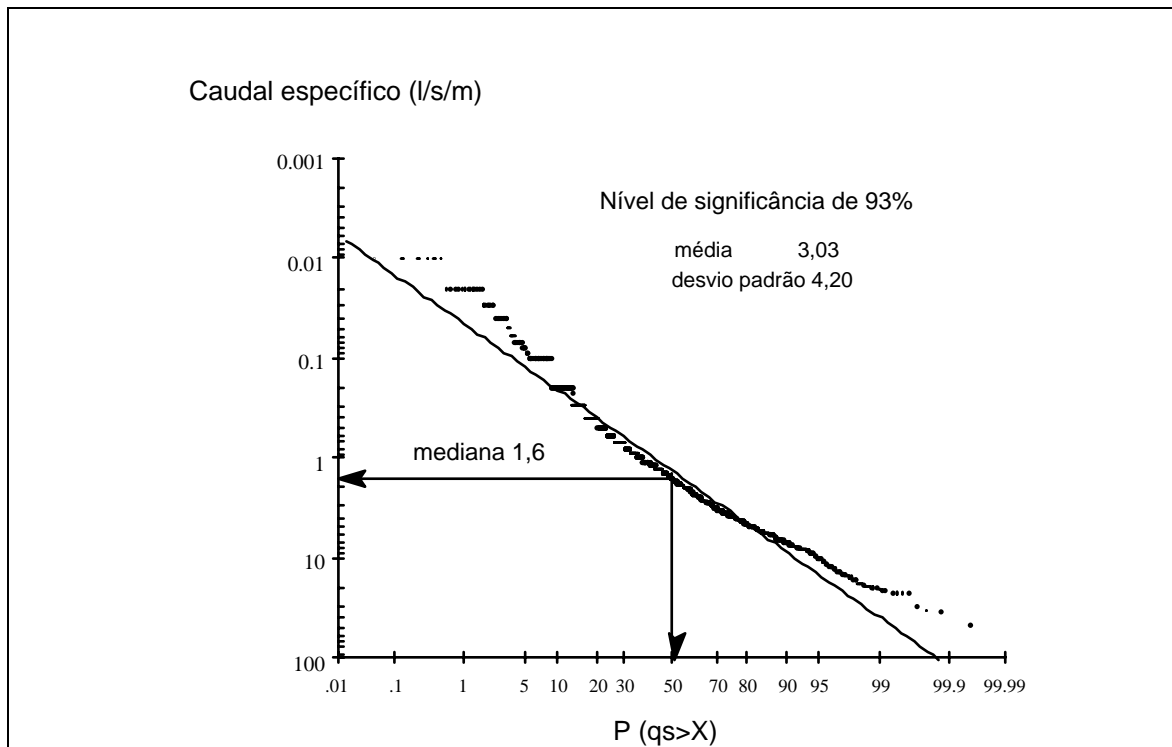


Fig. 4. 4 - Modelo de distribuição do caudal específico.

Em virtude da facilidade e abundância de valores do caudal específico, contrariamente ao que acontece com os ensaios de bombagem, numerosos autores, nos últimos anos, propuseram-se encontrar uma relação válida entre ambos.

CAMACHO Y CAMACHO (1975, pp. 38 e 39) considera a influência de 19 factores sobre o caudal específico, relacionáveis com as características do aquífero, ou com aspectos ligados à construção, que se passam a transcrever de forma resumida:

- 1 - Transmissividade do aquífero.
- 2 - Coeficiente de armazenamento.
- 3 - Caudal de bombagem.
- 4 - Raio nominal do furo.
- 5 - Tempo decorrido desde o início do ensaio até ao momento da medição.
- 6 - Profundidade ou espessura saturada do aquífero atravessado.
- 7 - Posição e comprimento dos rasgos do filtro.
- 8 - Perdas de carga induzidas pelo aumento de velocidade da água na entrada do filtro e dreno.
- 9 - Desenvolvimento da captação.
- 10 - Anisotropia do meio.
- 11 - Homogeneidade do aquífero nas proximidades da captação.
- 12 - Método de perfuração empregue.
- 13 - Localização dos filtros e do dreno.
- 14 - Tipo de filtro.
- 15 - Limites hidrogeológicos próximos do furo.

- 16 - Tipo de aquífero.
- 17 - Tipo de prova empregue.
- 18 - Erros de medição imputáveis ao método de medida dos níveis.
- 19 - Erros relativos ao operador.”

No entanto, admite que os efeitos da maior parte destes factores, considerados individualmente, são em geral, irrelevantes.

Para o Terciário de Madrid, propõe a seguinte relação entre transmissividade e caudal específico, se o valor de B for grande, na ordem de 50 m ou 100 m. Quando for inferior a 3 m deve substituir-se o factor 100 por 30:

$$T = 100 \frac{1}{E} q_s$$

sendo:

T - a transmissividade em m²/dia

q_s - o caudal específico em l/s/m

E - a eficiência da captação (define-se como sp teórico / sp real).

O método de Logan (1964, *in* Cruz, 1992), aplicável em meios porosos quando há um rebaixamento modesto em relação à espessura do aquífero, considera que a equação de Thiem, para o regime de equilíbrio, pode assumir a forma da expressão:

$$T = 122 \frac{Q}{sp}$$

sendo:

T - a transmissividade (m²/dia)

Q - o caudal captado (l/s/m)

sp - o rebaixamento na captação (m).

ALFARO (1979) chega a um coeficiente de transformação de q em T de 64 (T= 64 q_s + 2,21; T em m²/dia e q_s em l/s/m), cerca de metade do proposto pelos autores citados e, como tal, considera que tais relações só devem valer para cada situação geo-hidrológica particular.

No caso presente do vale do Tejo, em Portugal, no aquífero detrítico, partimos de 194 pares de valores de T e de q_s para a representação do diagrama de dispersão (Fig. 4. 5) (consideramos somente os caudais específicos

situados entre 0,1 l/s/m e 10 l/s/m, intervalo onde se situam 90 % da amostra, ou seja, 975 valores de uma população de 1084).

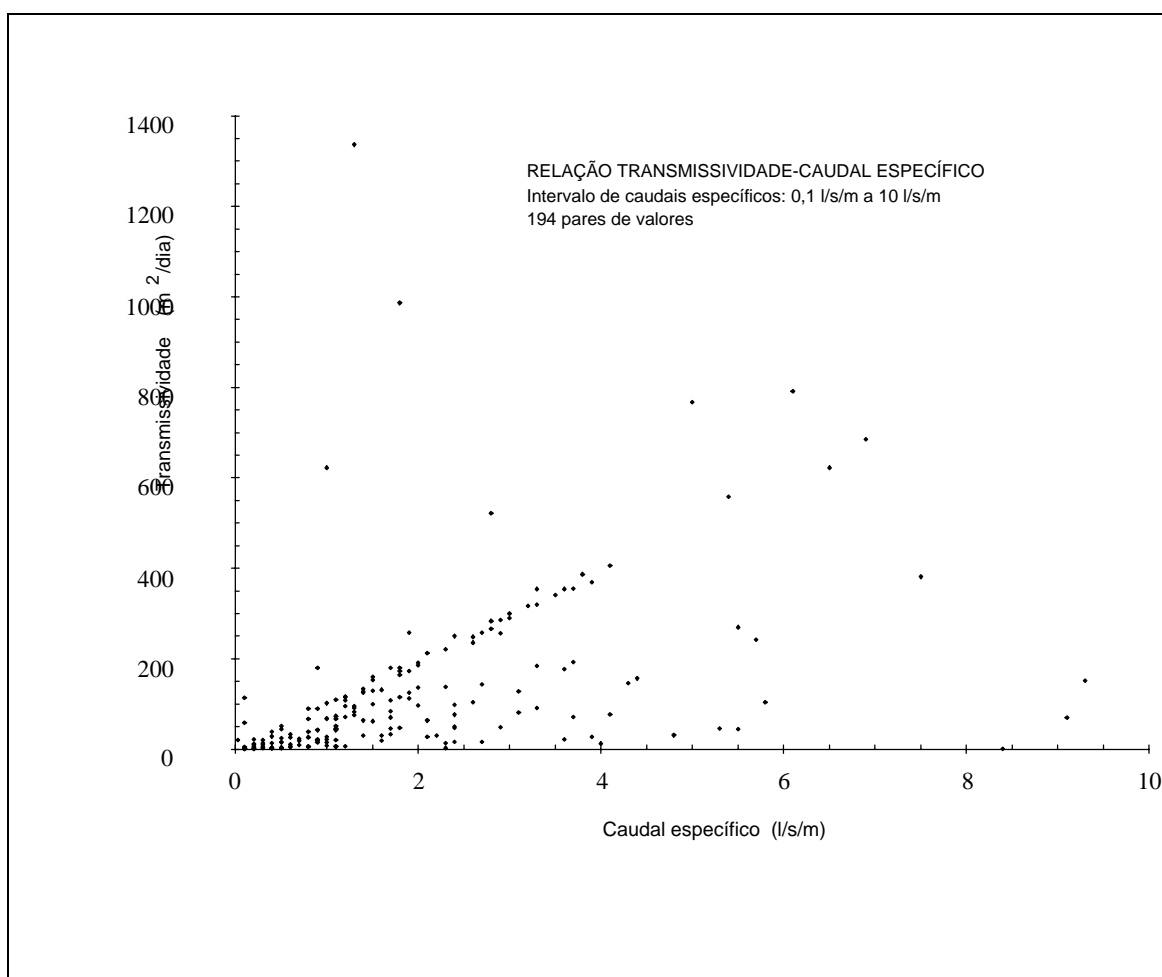


Fig. 4. 5 - Diagrama de dispersão dos pares T-qs.

A dispersão do diagrama é acentuada, mas nota-se tendência preferencial de alguns dos pontos (62 pares de valores) para definirem uma recta (Fig. 4.6), que se obtêm com um coeficiente de correlação de 99,7 %.

A recta encontrada ($T = 100,23 \text{ qs} - 7,126$) relaciona a transmissividade com o caudal específico, segundo um coeficiente multiplicativo do caudal na ordem de 100,23, por sinal muito semelhante ao proposto por CAMACHO Y CAMACHO (100), na ordem de grandeza do de LOGAN (122), e quase duplo do de ALFARO (64).

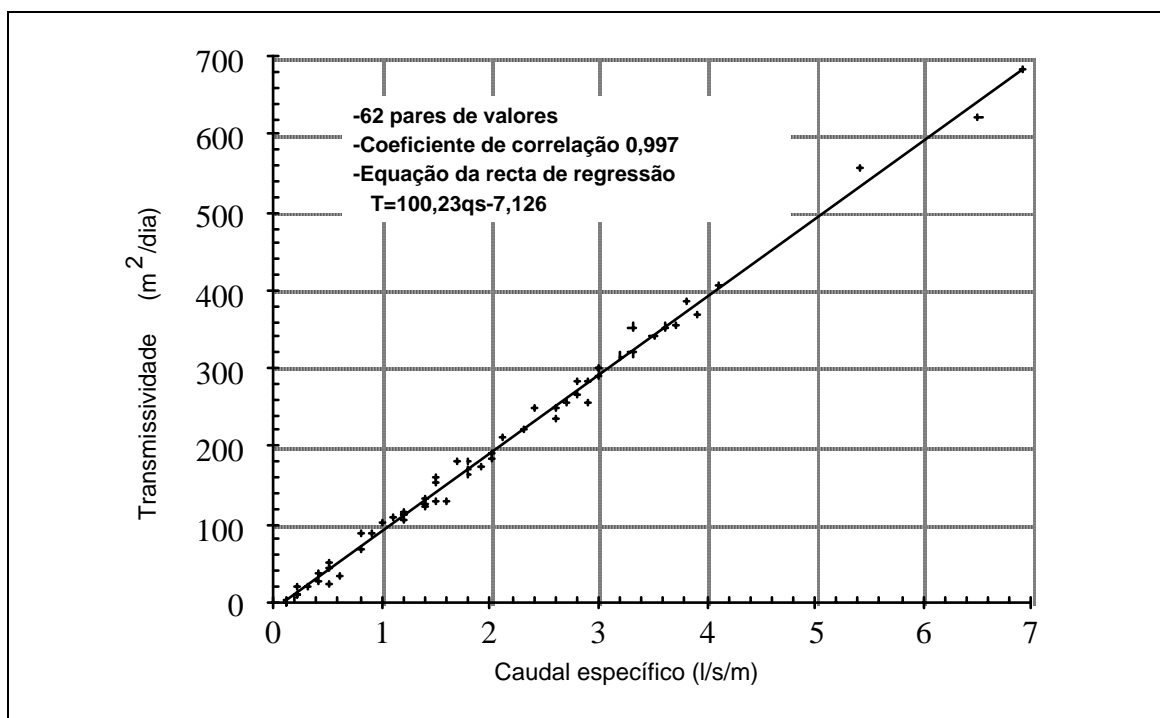


Fig. 4. 6 - Relação Transmissividade-Caudal específico.

A dispersão do diagrama não é aleatória, sendo grande a concentração de pontos abaixo da recta, relativamente aqueles que a ultrapassam, isto é, ocorrem muito mais situações onde a transmissividade calculada pelo ensaio é inferior à prevista, do que o contrário. Dos 194 pontos, 10 (5 %) afastam-se da recta para valores superiores ao previsto, 62 (32 %) definem a recta, e os restantes 122 (63 %) situam-se abaixo do valor esperado. A explicação para esta discrepância de resultados, se admitirmos válida a relação definida, poderá atribuir-se a erros do operador durante a execução do ensaio, devido às perturbações induzidas no furo pela bombagem, ou à desadequação do método seguido na interpretação das curvas experimentais.

Estes números são desencorajadores à interpretação de ensaios de bombagem, realizados nos furos de captação, se pensarmos que somente 30 % deles poderão estar nas melhores condições de execução e interpretação. Este aspecto poderá ter contribuído para o baixo factor encontrado para a relação $T-q_s$, definida por ALFARO em 1979, cujo valor foi obtido a partir de uma selecção de 49 pares de valores para o traçado de uma recta de regressão com coeficiente de regressão com 90 % de probabilidades de estar compreendido entre 0,50 e 0,78, o qual se nos afigura algo baixo.

Grosso modo, a produtividade do sistema aquífero reparte-se por três classes: uma, constituída por caudais específicos inferiores a 1 l/s/m; outra, por valores superiores a 2 l/s/m; e outra, pelos valores intermédios, 1 l/m/s e 2 l/s/m

(Fig. 4.7).

Os maiores caudais específicos concentram-se na margem esquerda do Tejo, em Catapereiro e Infantado (6,2 l/s/m); em Poceirão, Setúbal e Águas de Moura (4,2 l/s/m); no Seixal (3,27 l/s/m) e numa faixa que se estende, ao longo do Tejo, de Vila Franca de Xira a Benavente, Azambuja, Santarém, Ulme e Abrantes (3,2 l/s/m). Enquanto os mais baixos (0,4 l/m/s e 0,5 l/s/m) surgem predominantemente no Miocénico da margem direita, de Lisboa e Península de Setúbal.

4.4. TEMPO DE ESTABILIZAÇÃO E VALOR DE B

O tempo decorrido até ser atingida a estabilização (tempo de estabilização) dos níveis hidrodinâmicos, em aquíferos semiconfinados, quando sujeitos a bombagem de caudal constante, contribui para o conhecimento da relação entre os aquíferos e os aquitardos (CAMACHO Y CAMACHO, 1974).

Uma vez alcançado o regime permanente, o tempo de estabilização pode relacionar-se com o coeficiente de armazenamento (S), a transmissividade (T) e o factor de gotejamento (B), segundo a relação seguinte (CAMACHO Y CAMACHO, *op. cit.*):

$$t_{\text{estabilização}} = 10 \frac{S B^2}{T}$$

sendo:

S - o coeficiente de armazenamento

B - o factor de gotejamento

T - a transmissividade.

Num estudo de reconhecimento hidrogeológico de áreas muito extensas, onde não é fácil a realização de ensaios de bombagem, este tipo de relações pode revestir-se de grande utilidade, na medida em que permite conhecer alguns dos parâmetros hidrogeológicos do aquífero. Durante o inventário consegue-se, quase sempre, reunir grande número de tempos de estabilização ou, então, proceder com relativa facilidade à sua determinação. Se forem conhecidos a transmissividade e o coeficiente de armazenamento do aquífero, por interpretação de ensaios de bombagem ou por correlação com o caudal específico podemos estimar o B.

O tempo médio de estabilização nos casos estudados (222 ensaios), todos no Pliocénico da margem esquerda do Tejo, varia em média de 120 a 540

minutos (Fig. 4.8). Porém, numa grande extensão, abrangendo a região do Montijo, Pinhal Novo, Pegões e Coruche é mais uniforme, da ordem dos 360 minutos (valores médios). Assim, para os cálculos e a fim de estimar um factor de gotejamento, B, que seja representativo do sistema aquífero, tomámo-lo como referência.

O raio de influência (R) médio das captações pode ser encontrado na sequência do procedimento descrito, uma vez que o mesmo autor, por desenvolvimento da fórmula de DE GLEE quando $r/B < 0,33$, o considera igual a 1,123 do valor de B.

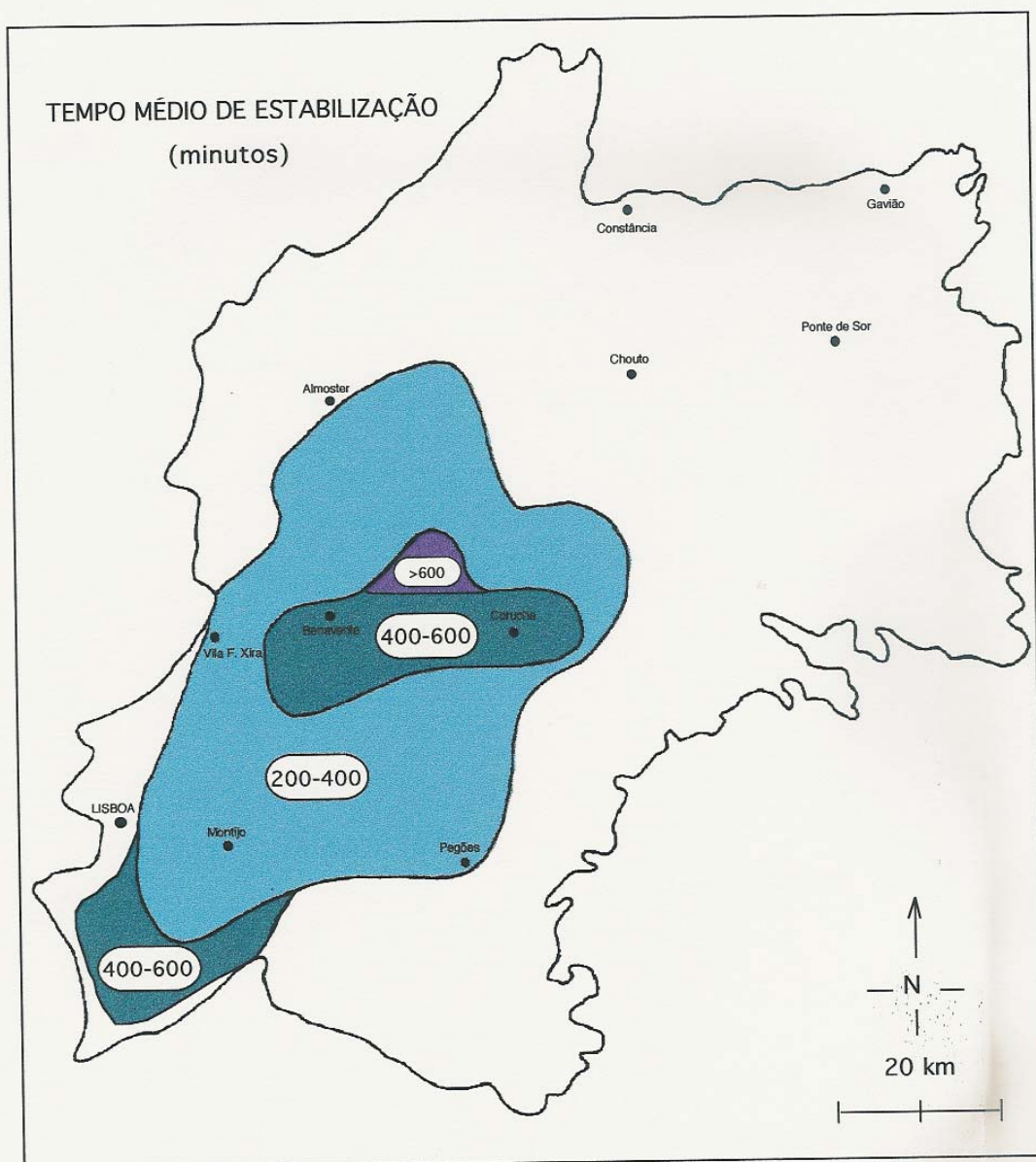


Fig. 4. 8 - Tempo médio de estabilização dos níveis hidrodinâmicos nas captações ensaiadas.

No caso do aquífero detrítico cenozóico do Baixo Tejo, admitimos $T = 132 \text{ m}^2/\text{dia}$ (ver capítulo 4.3) e $S = 10^{-4}$ (mais frequentemente encontrado em ensaios com piezómetro no vale do Tejo).

$$t_{\text{estabilização}} = 10 \frac{S B^2}{T}$$

ou

$$360 \text{ m} = 10 \frac{10^{-4} B^2}{132}$$

$$B = 182 \text{ m}$$

$$R = 204 \text{ m}$$

Raios de influência desta ordem de grandeza podem considerar-se pequenos. Assim sendo, pressupõem quase a não interferência entre captações situadas relativamente próximo. CAMACHO Y CAMACHO (*op. cit.*) considera ainda que para:

$$r = 3.2 B \quad \text{vêm} \quad Q(r)/Q = 0,10$$

sendo:

$Q(r)$ - igual ao caudal que atravessa um cilindro concêntrico com o furo de raio r (ou seja, o caudal proveniente do próprio aquífero)

Q - o caudal bombeado pelo furo.

Se B for igual a 180 m, resulta que, para além de 570 m do furo, o aquífero somente contribui com 10 % do caudal bombeado, provindo o restante dos níveis superiores e inferiores que actuam como forte fonte de recarga.

Na realidade, tal pressuposto é admissível no caso estudado se considerarmos que:

- 1) são frequentes na bacia raios de influência tão pequenos,
- 2) são desconhecidas interferências entre furos,
- 3) é possível a existência de drenância vertical dos níveis subjacentes e sobrejacentes em aquífero multicamada como o que está em causa.

A drenância dos níveis sobrejacentes é comprovada pela salinização das águas de aquíferos profundos após bombagens mais ou menos prolongadas, e pela salinização desigual de captações próximas nas mesmas condições, como acontece nos furos da Propan (Mitrena).

4.5. ESTUDO DO NÍVEL DA ÁGUA-FLUXOS SUBTERRÂNEOS

A fim de percebermos a direcção dominante dos fluxos subterrâneos no aquífero, procedemos ao traçado da carta de isopiezas (Fig. 4. 9) a partir dos níveis hidrostáticos medidos nos furos com profundidades inferiores ou iguais a 50 metros. A razão desta opção resulta de considerarmos tratar-se de aquífero com comportamento livre à escala regional, de grande potência, heterogéneo, anisótropo, onde o processo de sedimentação, responsável pelos materiais que o constituem, implica distribuição aleatória de canais arenosos (alargados no sentido da direcção da corrente que os originou) englobados por materiais de natureza mais argilosa.

A recarga deste tipo de aquíferos, constituídos por camadas permeáveis sobrepostas e separadas por aquitardos, ocorre nos interflúvios e a descarga no fundo dos vales. Em regime natural, os fluxos são primordialmente de tipo local, com separações semelhantes às das águas superficiais VERA (1977).

A superfície piezométrica traçada mostra tendência global do fluxo subterrâneo para o leito do Tejo, por onde parece processar-se a descarga, segundo orientação transversal ao percurso do rio.

Este modelo de fluxos admite a possibilidade de misturas na aluvião (por onde se processa parte da descarga) de águas de diferentes proveniências, com composições físico-químicas diversas; umas com origem no Miocénico da margem direita (com influências marcantes do Maciço Calcário Estremenho) e outras no Pliocénico da margem esquerda.

Como resultado da mistura, as águas da aluvião devem possuir composição físico-química intermédia, entre as oriundas do Miocénico e do Pliocénico, como adiante se confirmará.

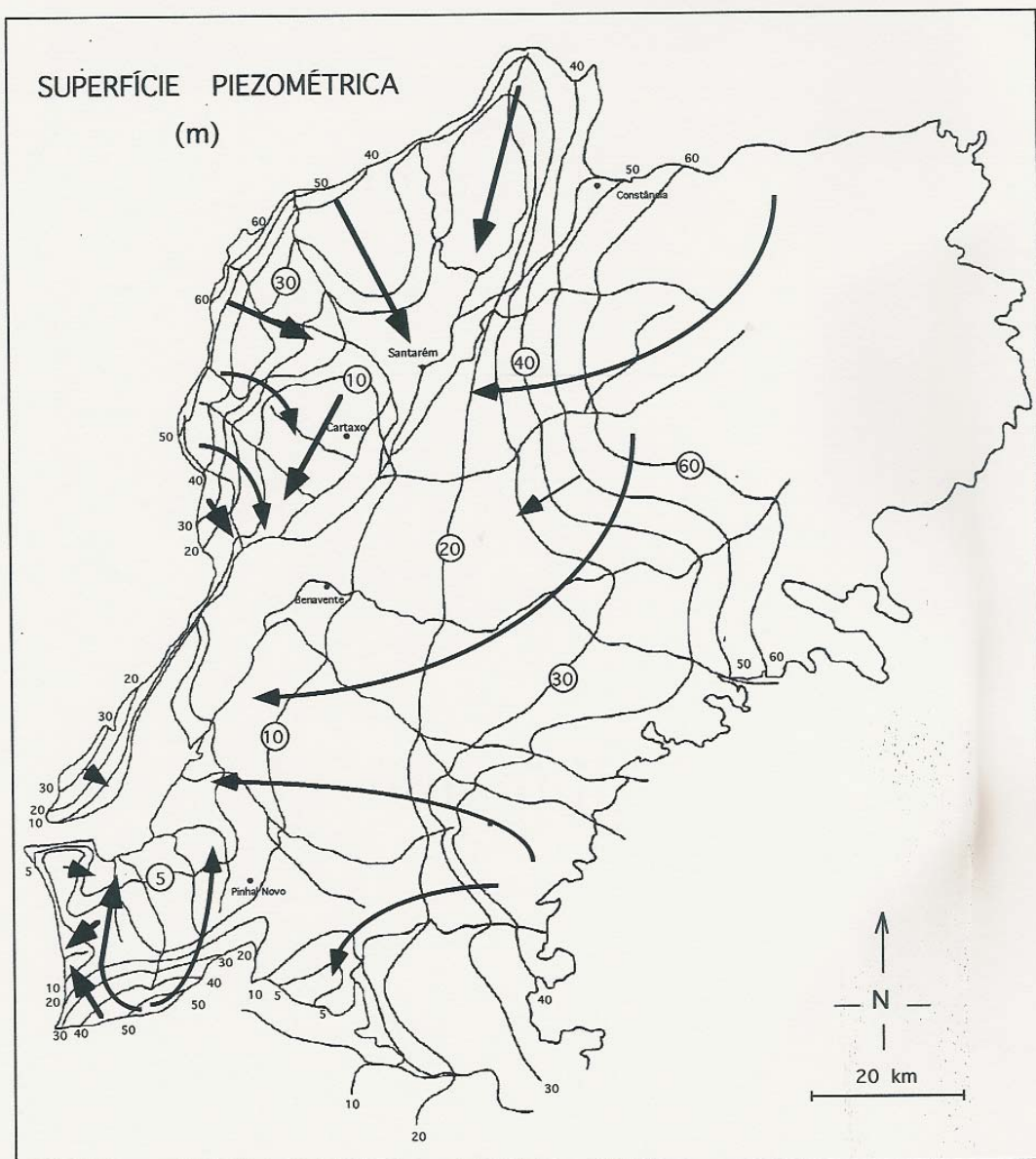


Fig. 4. 9 - Superfície piezométrica do sistema aquífero cenozóico do Baixo Tejo.

4.6. HIDROGEOQUÍMICA

4.6.1. EVOLUÇÃO QUÍMICA

A hidrogeoquímica é importante, como ferramenta de trabalho para o reconhecimento hidrogeológico, pelas indicações que nos pode fornecer acerca das relações entre meio geológico e meio aquoso. A hidrogeoquímica estuda as propriedades físico-químicas da água, comparando-as com as rochas da crosta terrestre. Oferece deste modo, um vasto campo de acção, de inúmeras possibilidades, em estudos de investigação hidrogeológica. Os elementos compilados em boletins de análises químicas, realizadas para o estudo ou reunidas durante o inventário, referentes a largos anos de observações, podem conduzir a interpretações e conclusões de grande valor, aprovando ou confirmando frequentemente hipóteses estabelecidas por métodos diferentes, não utilizados com o mesmo fim: “– o de conhecer a hidrologia subterrânea de uma região”.

O estudo da composição físico-química das águas subterrâneas e da sua variação temporal e/ou espacial permite, em ocasiões especiais, calcular certos parâmetros hidrológicos do sistema aquífero e, ainda, mais importante, pelo facto de reflectir influências não só da litologia do local, mas da litologia dos terrenos atravessados anteriormente, idealizar o ambiente físico-químico durante o tempo de permanência no aquífero e, conseqüentemente, os fenómenos modificadores aí ocorrentes. A água sofre, pois, evolução desde as zonas onde se infiltra até ao momento em que é extraída do aquífero ou surge à superfície através dos exutórios naturais.

Sendo assim, poderá dizer-se que a matriz rochosa, da zona não-saturada do solo e, ulteriormente, da zona saturada, desempenha um papel primordial na caracterização qualitativa das águas, razão pela qual as relações entre os iões dissolvidos serão determinantes na elucidação da sua proveniência ou na detecção de fenómenos modificadores.

A água, no seu estado líquido natural, realiza nos processos geoquímicos uma função múltipla, seja de reagente (no ataque protónico e nas reacções de hidratação, de hidrólise e de protólise), de produto da reacção (na condensação que conduz à formação de vários polímeros), de solvente (na produção de iões ou de moléculas solvatadas), de agente de fenómenos de oxidação-redução (na variação do número de oxidação de alguns elementos ou de seus iões), de fase dispersante (na formação de sistemas coloidais e na dissolução de sais) de

factor dinâmico (na translocação ou evacuação de produtos vários). Tão grande versatilidade é devida a três propriedades importantes: — constante dieléctrica elevada, facilidade em a molécula da água ceder pares de electrões e em estabelecer ligações por pontes de hidrogénio em certas substâncias (RANKAMA & SAHAMA, 1949).

É no decurso do ciclo hidrológico que a água incorpora gases e outras substâncias, orgânicas e inorgânicas, que, em função dos agentes físicos e químicos intervenientes, nas diversas fases, lhe impõem assim a sua evolução qualitativa.

A atmosfera constitui uma etapa importante no incessante ciclo da água e das substâncias nela dissolvidas. Em zonas litorais, a incorporação de partículas de sal, arrastadas pela acção do vento sobre a superfície dos oceanos, e a sua distribuição pela atmosfera são processos contínuos. A pequena dimensão das partículas salinas permite a sua permanência em suspensão de uma forma semi-persistente no ar, a grandes distâncias. Por último, caem com as precipitações, e acabam por voltar ao mar ou aparecer na composição das águas continentais.

Na água da chuva já se encontram dissolvidas substâncias orgânicas e inorgânicas. Com frequência, perto das cidades, podem conter partículas em suspensão. Os gases dissolvidos são maioritariamente o azoto, seguido do oxigénio e do dióxido de carbono. A sua presença aumenta consideravelmente o poder de reacção da água.

Em suma, a composição química da água da chuva é muito variável, dependendo da proximidade do mar, da natureza dos terrenos circundantes, da densidade populacional e das actividades industriais. Em zonas industriais pode ocorrer aumento do conteúdo em sulfatos e dióxido de carbono para subidas pouco significativas de cloro e azoto. Verifica-se, também, que a composição da chuva varia durante a precipitação, sendo mais pura após uma tormenta.

Entre os componentes mais abundantes encontram-se os cloretos que, junto com o dióxido de carbono e os sulfatos, são os de maior importância geoquímica. A presença de cloretos aumenta com a proximidade do mar e o conteúdo de sulfatos é maior nas zonas citadinas e industriais do que em ambientes rurais, sendo no Inverno superior ao Verão, devido ao maior consumo de combustíveis.

No interior, em zonas agrícolas, a existência de azoto nas águas precipitadas pode ser considerável, dependendo bastante dos ventos que levantam poeiras do solo fertilizado para a atmosfera.

Estas águas contêm pouca quantidade de carbonato e bicarbonato, raros fosfatos, bem como porções insignificantes de alumínio e ferro.

O cálcio e o magnésio aparecem em quantidades apreciáveis e numa relação semelhante à da água do mar, o que pode explicar a proveniência marinha do magnésio. A relação Mg^{++}/Cl^- é também semelhante à da água do mar. KOHLER (1925) demonstrou que a concentração de cloro na precipitação é suficiente para cobrir, em situações normais, os valores presentes nas águas continentais.

O rio, se conectado com sistemas aquíferos, é local de mistura de águas subterrâneas e superficiais, a ele chegando águas de nascente, de precipitação e de escorrência. A composição das suas águas pode ainda alterar-se por contaminação com águas residuais industriais e urbanas. A alteração da composição é maior em rios pequenos, mostrando os grandes rios uma composição mais constante. A água dos rios transporta os produtos de meteorização em forma de soluções iônicas e de dispersões coloidais. A quantidade destes produtos depende do clima, da composição e das propriedades físico-químicas das rochas e dos solos da bacia de recepção. Quando chove muito e abunda matéria orgânica no solo, a água subterrânea carrega-se notavelmente de dióxido de carbono. Como consequência disto há predominância dos carbonatos que ultrapassam, grandemente, os sulfatos e os cloretos, sendo o catião dominante o cálcio. Pelo contrário, nas águas das regiões áridas e semiáridas, tendem a prevalecer os sulfatos e os cloretos, perdendo o cálcio com frequência a posição de ião preponderante.

Para além das substâncias inorgânicas dissolvidas, as águas superficiais contêm igualmente gases, principalmente azoto, dióxido de carbono e oxigénio. Os nitratos, os nitritos e o amoníaco procedem, em parte, da água da chuva. Existem também quantidades variáveis de matéria orgânica.

O aumento da concentração dos iões mais comuns em águas do rio acompanha a subida da salinidade. O cálcio, magnésio e o carbonato aumentam quase proporcionalmente com a salinidade até estabilizar. O aumento último do sódio, potássio, cloro e sulfato dá-se por contaminação humana e, em menor escala, por circulação em rochas salinas.

As principais fontes de recarga dos aquíferos, as águas da chuva e/ou do rio, atravessam muito lentamente as zonas não-saturadas do solo, até atingirem a zona saturada. Durante o trajecto podem dissolver dióxido de carbono (CO_2) e ácidos húmicos, resultantes da decomposição da matéria orgânica, adquirindo propriedades ácidas que lhe facilitam o ataque aos materiais rochosos atravessados, tomando deles as substâncias solúveis, tanto orgânicas como inorgânicas.

A água subterrânea, carregada de dióxido de carbono, é um poderoso

agente meteorizante, capaz de desagregar quase todos os minerais e formar compostos novos à base de carbonatos, bicarbonatos, sulfatos de sódio, potássio, cálcio e magnésio, silicatos alcalinos solúveis e sílica livre em solução ou coloidal. Pelo contrário, a maior parte do alumínio, ferro e sílica permanecem em resíduo insolúvel.

A velocidade de decomposição depende do quimismo e das propriedades físicas dos minerais das rochas e da temperatura. O sódio e o potássio são extraídos rapidamente por lixiviação, sendo, no caso do cálcio e do magnésio, mais lento o processo.

Porém, existem diversos agentes físicos e químicos, naturais ou não, capazes de alterar a composição das águas subterrâneas, que pode variar por evaporação, intercâmbio de bases, adsorção, oxidação e redução. Está ainda sujeita a variações sazonais que dependem do regime pluvial e da espessura não-saturada do solo.

O quimismo das águas subterrâneas é, assim, em primeira instância, influenciado pela natureza da fonte de recarga (chuva e/ou rio) e, depois de forma mais marcante, pelo tempo de contacto da água com o meio litológico, do estado de saturação do solo, do ambiente encontrado (temperatura e pressão) e, ainda, do tipo de porosidade (poros, fracturas ou fissuras). Daqui resulta, como é evidente, maior probabilidade dos aquíferos profundos e/ou regionais possuírem águas mais salinas, contrariamente ao que acontece nos freáticos.

A somar aos aspectos anteriores, deve acrescentar-se a acção do homem que condiciona, alterando, a composição físico-química das águas. Apontam-se as actividades agrícolas, industriais e a ocupação urbana que podem levar ao aumento anómalo da concentração de alguns sais (nitratos, sulfatos, cloretos) presentes na água, embora em quantidades pequenas, ou mesmo à adição de substâncias estranhas (fosfatos, metais pesados, fertilizantes e pesticidas). De referir ainda, dependente de acções antrópicas, a salinização progressiva de furos e poços, em zonas costeiras e/ou de estuário, como acontece no Tejo, em consequência da progressão da intrusão marinha, resultante da exploração irracional dos aquíferos.

Pelo referido, se constata que o estudo da composição físico-química das águas subterrâneas é de capital importância como ferramenta da investigação hidrogeológica, para definir e limitar unidades aquíferas, detectar áreas de recarga e descarga, comprovar direcções e sentidos de escoamento, reconhecer fenómenos modificadores e ocorrência de poluição, para além de contribuir para a sua utilização racional (consumo humano, agrícola, industrial, desportivo e recreativo).

4.6.2. COMPOSIÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA NATURAL

A maior parte das substâncias dissolvidas, em quantidades variáveis, na água subterrânea natural encontra-se dissociada em iões electropositivos (catiões) e iões electronegativos (aniões). Os iões maioritários, cloreto (Cl^-), sulfato ($\text{SO}_4^{=}$), bicarbonato (CO_3H^-), sódio (Na^+), cálcio (Ca^{++}) e magnésio (Mg^{++}), encontram-se quase sempre em concentrações que podem oscilar entre 1 e 1000 ppm. Em menor quantidade, em concentrações entre 0,01 ppm e 10 ppm, temos os iões vestigiários (nitrato, NO_3^- ; flureto, F^- ; brometo, Br^- ; potássio, K^+ ; ferroso, Fe^{2+} ; estrôncio, Sr^{2+} ; e lítio, Li^+). No estado coloidal, encontram-se ainda os oligoelementos como os aniões derivados da sílica.

Substâncias não dissociadas temos a sílica amorfa, a matéria orgânica e os gases dissolvidos, sendo mais frequente o dióxido de carbono (CO_2), o oxigénio (O_2) e o azoto (N_2).

Geralmente na análise da água, determinam-se os componentes iónicos maioritários (Cl^- , $\text{SO}_4^{=}$, HCO_3^- , Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) e os parâmetros físico-químicos como, resíduo seco, condutividade ou resistividade, dureza, alcalinidade, pH e temperatura.

4.6.3. DADOS DISPONÍVEIS

O estudo baseou-se em 755 análises físico-químicas (394 das quais efectuadas pelo IGM no âmbito do trabalho, e 361 constantes de relatórios de sondagens), normalmente incompletas (os boletins só incluem parte dos elementos maioritários e raros elementos vestigiários), procedentes de furos, poços e nascentes, arquivadas no Instituto Geológico e Mineiro (ex-SGP), entre as décadas de 50 e 90. As análises físico-químicas foram efectuadas, tanto quanto foi possível identificar, pelo Instituto Superior Técnico, pela Direcção dos Serviços de Salubridade do Ministério das Obras Públicas, pelo Instituto Nacional de Saúde Ricardo Jorge, pela Direcção-Geral da Qualidade do Ambiente e pela Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos do Ministério das Obras Públicas; nos últimos anos, pelo Instituto Geológico e Mineiro.

No decurso do inventário, procedemos, quando exequível, a determinações *in situ*, da condutividade, pH, temperatura, potencial redox e teores em nitrato.

Perante tão grande leque de laboratórios, tempos de análise envolvidos e,

consequentemente, metodologias dificilmente comparáveis, os resultados dos parâmetros analisados foram encarados e tomados com alguma reserva, o que não invalidou o seu estudo, uma vez que a riqueza da informação disponível, pelo menos em quantidade, era um dado importante.

A juntar a esta grande diversidade e aos problemas daí resultantes, surgiram, também, outras dificuldades, ligadas quer à não determinação de alguns parâmetros quer à recolha das amostras de águas instáveis, das quais se destacam os processos de redução.

A alteração das condições ambientais, após o momento da colheita, implica o estabelecimento de novo equilíbrio e a ocorrência de reacções que podem modificar a composição da água, de que são exemplo, as precipitações de hidróxido de ferro, fenómeno muito comum nas águas subterrâneas profundas ao contactarem com ambientes oxidantes (oxigénio atmosférico).

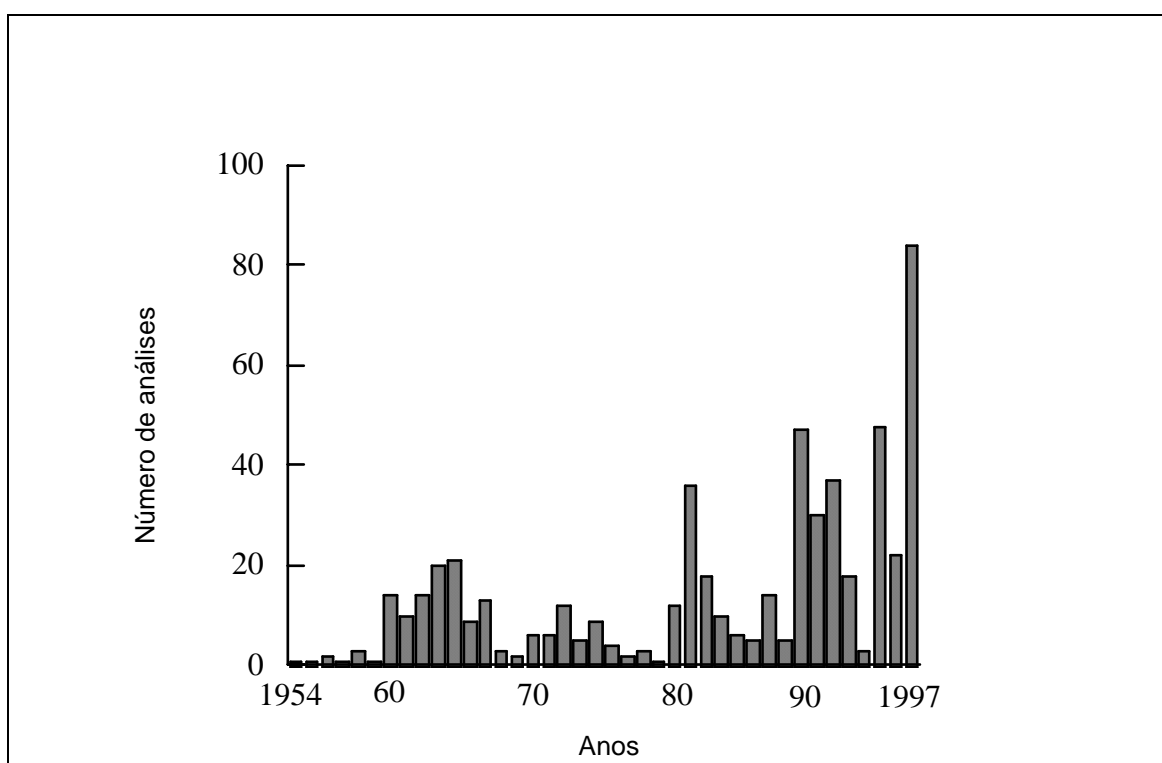


Fig.4.10. - Histograma de distribuição das análises físico-químicas executadas no período compreendido entre 1954 e 1997.

Os dados (Fig. 4. 10) dizem respeito às análises referentes ao período de 1954 a 1997, segundo contingentes desiguais, agrupadas em três fases. Anos 60: caracterizado por quantidade razoável de análises efectuadas (105); anos 70: de menor concentração (49), porventura devido à diminuição do número de

furos abertos nessa altura, possivelmente relacionável com o período de crise socioeconómica que se viveu nos anos pós-revolução; seguindo-se-lhe outro de grande concentração, nos anos 80 e 90 (154 e 242).

Apesar de na década de 90, apenas ser possível considerar 7 anos, por limitações impostas pelo tempo, onde se insere este estudo (1990 a 1998), o número de dados hidrogeoquímicos é relevante (242), ultrapassando mesmo os totais obtidos na década de 80. Tal, deve-se ao incremento gerado por análises suplementares, resultantes deste estudo. Até aos anos 80, as análises estudadas devem-se somente ao inventário da informação disponível, já publicada.

Da colectânea de dados considerados, nem todos se assumem com igual credibilidade, sendo os mais recentes, sem dúvida, os mais rigorosos, pelos motivos acima apontados. No entanto, verifica-se que os resultados obtidos nas décadas 50 e 60, apesar de inicialmente serem encarados com alguma limitação, devido às técnicas de análise então utilizadas, não se afastavam muito dos encontrados para a década de 80, o que nos leva a avaliar a boa adequação dos métodos laboratoriais, utilizados nesse período. Apesar de tudo, surgem alguns problemas nos resultados obtidos nos anos 70, provavelmente devido, quer à não representatividade da amostragem, por serem poucos os pontos estudados (49), quer a problemas nas metodologias utilizadas, quer a deficiências na colheita ou, ainda, a erros de análise.

a) ORIGEM DOS IÕES E CÁLCULOS ESTATÍSTICOS

A mineralização das águas de circulação regional tende, regra geral, a aumentar até à saturação dos iões. Dos aniões, o primeiro a saturar é o bicarbonato, logo seguido do sulfato, não chegando, normalmente, a saturar o ião cloreto. Dos catiões, o ião cálcio satura primeiro, depois o magnésio, não saturando, geralmente, o sódio. No entanto, tal regra poderá não ter validade se, por exemplo, na água infiltrada não dominarem os iões bicarbonato e cálcio, podendo, neste caso, a sequência evoluir ou retroceder para a evolução normal. Daí, por vezes, as anomalias entre a composição química das águas e a rocha armazém serão tanto maiores quanto mais próximo se estiver da área de recarga.

b) ANÁLISE DE PARÂMETROS COM INTERESSE

As análises efectuadas na Bacia do Tejo contemplam as determinações antes mencionadas e do seu estudo obteve-se o seguinte:

CATIÕES MAIORITÁRIOS

Sódio (Na^+)

É um ião de elevada solubilidade e de muito difícil precipitação, sendo porém bastante afectado pelo intercâmbio de bases. Aparece quase sempre associado ao ião cloreto, aumentando com as subidas deste, situação assaz comum no caso de invasão marinha e de circulação por diapiros de sal-gema.

Devido à contaminação urbana, industrial ou agrícola, concentrações anómalas são acompanhadas de outras, igualmente anómalas, como, por exemplo, de nitratos, nitritos, sulfatos e matéria orgânica.

A determinação da concentração nas águas foi vulgarmente calculada por diferença no balanço de aniões e catiões, sendo, por isso, motivo de notada ausência, em muitas análises (em 30 %), principalmente, nas mais antigas ou, então, aparece somado ao ião potássio. Na maior parte, nomeadamente nas realizadas pelo IGM, onde a determinação do sódio e do potássio se faz por processos analíticos, as concentrações são discriminadas (em 330 casos).

Nas águas subterrâneas do Vale do Tejo, a presença natural deste ião tende para valores que oscilam entre 20 mg/l e 40 mg/l, limiar das medianas, sendo as médias exibidas marcadas por efeitos anómalos, ligados a causas estranhas ao aquífero, que levam a afastamentos consideráveis entre ambas (Quadro 4. 3).

Concentrações anómalas resultam de contaminações aliadas a fenómenos de invasão marinha, em zonas vizinhas dos estuários dos rios Tejo e Sado, da ocupação urbana, industrial e agrícola, ou devem-se a misturas com águas profundas cloretadas sódicas de circulação por diapiros de sal-gema, em áreas próximas de Rio Maior e Pinhal Novo.

QUADRO 4. 3

Concentração do ião sódio (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	7,1	9486	101	41	480	507
39-A (Águas de Moura)	15,4	395	57	23	93,3	31
38-B (Setúbal)	7,1	9486	368	27	1754	29
35-A (Santo Estêvão)	13,2	370	72	35	104	22
35-B (Mora)	10,5	47	25	23	13	8
35-C (S. I. de Pegões)	14,5	230	71	43	74,7	10
34-B (Loures)	14,0	1891	141	55	324	58
34-D (Lisboa)	19,0	613	90	46	125	51
31-A (Santarém)	11,0	825	62	44	97,8	87
31-B (Chouto)	10,6	143	39	16	45,2	10
31-C (Coruche)	10,0	212	50	37	42,9	71
31-D (Montargil)	10,0	54	27	24	13,3	11
30-B (Bombarral)	14,8	1116	116	31	279	15
30-D (Alenquer)	29,5	803	114	69	125	52
27-A (V. N. de Ourém)	23,5	23,5	24	24	-----	1
27-B (Tomar)	26,0	82,3	45	26	32,4	3
27-C (Torres Novas)	10,0	226	40	28	46,1	20
27-D (Abrantes)	14,4	130	42	33	29,8	26
26-D (Rio Maior)	92,0	278	185	185	131	2

Potássio (K⁺)

De comportamento químico muito semelhante ao do ião sódio é, no entanto, reduzida a sua presença nas água subterrâneas, justificando a ausência evidente de determinações nas análises não efectuadas pelo IGM. Surge, quase sempre, somado ao ião sódio.

É bastante afectado pela troca de bases, sendo irreversivelmente adsorvido por argilas, como ilites e montmorilonites, para fazer parte da sua estrutura, o que constitui uma das principais causas da ausência nas águas subterrâneas, apesar de abundante em muitas rochas.

As contaminações industriais, mineira e agrícola, são as principais responsáveis pelo aumento da sua concentração.

Assim, nas águas subterrâneas do Vale do Tejo, raramente excede os 6mg/l, salvo situações de poluição (Quadro 4. 4). Aumentos do seu conteúdo parecem dependentes de contaminação, normalmente devida a deficientes práticas agrícolas, uma vez que são acompanhados de elevadas concentrações de nitratos. Situações destas são frequentes em poços e nascentes dos aquíferos sub-superficiais.

QUADRO 4. 4

Concentração do ião potássio (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,3	480	7,1	2,7	31,9	315
39-A (Águas de Moura)	1	87,5	9,6	2,6	23,5	10
38-B (Setúbal)	2	480	33,2	4,0	115,0	17
35-A (Santo Estêvão)	0,6	14,5	4,7	2,8	3,8	12
35-B (Mora)	0,6	2,3	1,4	1,3	0,6	8
35-C (S. I. de Pegões)	1,4	9,5	3,4	2,3	2,5	10
34-B (Loures)	0,5	40	6,9	4,6	8,4	29
34-D (Lisboa)	1,1	50	11,2	4,3	14,6	17
31-A (Santarém)	0,5	24,8	3,8	2,5	3,9	68
31-B (Chouto)	2,6	2,8	2,5	2,6	0,3	6
31-C (Coruche)	0,8	27,8	3,4	2,7	3,7	57
31-D (Montargil)	1,1	3,9	2,2	2,2	0,8	8
30-B (Bombarral)	0,4	13,5	3,5	2,2	3,9	10
30-D (Alenquer)	0,3	8	3,1	2,6	2,2	29
27-A (V. N. de Ourém)	-----	-----	-----	-----	-----	0
27-B (Tomar)	-----	-----	-----	-----	-----	0
27-C (Torres Novas)	0,8	6,8	3,3	2,6	1,7	13
27-D (Abrantes)	1,2	82	6,8	2,1	17,0	11
26-D (Rio Maior)	1,8	3,5	2,7	2,7	1,2	2

Cálcio (Ca⁺⁺)

O ião cálcio resulta da dissolução de calcários, dolomites, gesso e anidrite, como produto do ataque aos feldspatos e outros silicatos cálcicos.

São sais moderadamente a muito solúveis; o seu quimismo anda associado aos iões bicarbonato e carbonato, podendo em águas naturais precipitar-se sob a forma de carbonato de cálcio (CO₃Ca), ou dissolver-se com relativa facilidade, devido a pequenas alterações do pH e da pressão parcial de CO₂ livre.

Contribui para a dureza das águas, tornando-as incrustantes para determinados valores de pH e CO₂.

Dado que as alterações de pH e a libertação de gases são frequentes, após a colheita e durante a ascensão de águas profundas, deverão tomar-se as devidas precauções, para que os valores determinados sejam representativos do aquífero (Quadro 4. 5).

QUADRO 4. 5

Concentração do ião cálcio (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,8	488,5	56,1	32,5	64,1	566
39-A (Águas de Moura)	3,5	396,8	37,8	25,3	66,5	35
38-B (Setúbal)	1,5	488,5	66,3	57,1	77,5	23
35-A (Santo Estêvão)	2,6	100,2	15,3	11,7	18,8	25
35-B (Mora)	1,1	29,2	7,5	4,3	07,9	11
35-C (S. I. de Pegões)	1,5	100,5	21,3	12,6	29,1	11
34-B (Loures)	5,6	376,0	99,1	83,5	86,2	25
34-D (Lisboa)	2,1	411,5	53,9	31,9	76,1	94
31-A (Santarém)	1,8	179,5	64,9	46,8	54,8	93
31-B (Chouto)	1,4	32,1	9,1	4,9	09,4	13
31-C (Coruche)	1,6	169,9	21,3	12,1	26,1	71
31-D (Montargil)	4,0	67,3	23,8	19,7	18,8	19
30-B (Bombarral)	15,9	174,0	70,0	54,9	52,3	19
30-D (Alenquer)	4,8	226,9	100,5	103,6	55,3	52
27-A (V. N. de Ourém)	138,7	138,7	138,7	138,7		1
27-B (Tomar)	39,3	128,3	94,9	117,0	48,5	3
27-C (Torres Novas)	6,1	171,6	50,7	38,4	39,9	26
27-D (Abrantes)	0,8	144,6	42,1	27,8	40,0	39
26-D (Rio Maior)	13,5	111,4	59,1	50,6	47,3	6

Magnésio (Mg++)

De comportamento muito semelhante ao do ião cálcio, embora mais solúvel e mais difícil de precipitar, resulta da dissolução de dolomias e de calcários dolomíticos, do ataque a silicatos magnésicos e ferromagnesianos, de lavagens de rochas evaporíticas, misturas com água do mar, contaminação industrial e mineira.

Quando presente na água em grandes quantidades, atribui-lhe propriedades laxantes e mau sabor. Contribuindo também para a sua dureza, torna-a incrustante para pH elevado.

A presença deste ião nas águas subterrâneas do Vale do Tejo, em média, anda abaixo de 5 mg/l, podendo, muito raramente, subir para 15 mg/l (Quadro 4. 6).

Tal como para os restantes iões, a concentração de magnésio pode igualmente ser afectada por poluição ou invasão marinha.

QUADRO 4. 6

Concentração do ião magnésio (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	00,0	3698,0	23,5	9,2	168,0	570
39-A (Águas de Moura)	00,4	127,0	10,6	5,6	22,0	31
38-B (Setúbal)	02,0	3698,0	99,0	7,9	567,0	42
35-A (Santo Estêvão)	01,0	109,0	11,6	6,6	21,2	25
35-B (Mora)	01,9	32,0	7,6	3,9	8,8	11
35-C (S. I. de Pegões)	02,2	84,5	14,5	5,6	24,2	11
34-B (Loures)	04,1	199,0	32,1	15,3	41,9	25
34-D (Lisboa)	00,0	280,0	17,1	8,3	34,2	90
31-A (Santarém)	00,7	80,8	12,7	8,5	14,9	94
31-B (Chouto)	00,9	17,7	6,2	4,6	5,6	13
31-C (Coruche)	01,5	171,0	11,5	6,1	21,4	71
31-D (Montargil)	01,5	37,9	13,5	9,8	10,8	19
30-B (Bombarral)	00,1	70,8	15,6	10,5	17,7	19
30-D (Alenquer)	03,5	148,0	29,8	20,9	27,7	53
27-A (V. N. de Ourém)	16,5	16,5	16,5	16,5	----	1
27-B (Tomar)	10,8	22,4	15,6	13,6	6,0	3
27-C (Torres Novas)	00,8	75,9	10,5	7,2	14,5	17
27-D (Abrantes)	01,9	35,4	10,9	11,2	8,1	39
26-D (Rio Maior)	02,9	39,8	10,9	5,6	14,3	6

ANIÕES MAIORITÁRIOS

Sulfato (SO₄⁼)

O ião sulfato é geralmente lixiviado de terrenos formados em condições de grande aridez, ou em ambiente marinho. Eventualmente, pode resultar da dissolução de gesso e de actividades urbanas e industriais. Em meio redutor com abundante matéria orgânica, comprovado pela presença nas águas de ferro dissolvido, os sulfatos podem ser reduzidos por bactérias a S e S⁼.

A concentração de sulfato no Vale do Tejo assume valores, em alguns casos, bastante baixos, na ordem dos 0,3 mg/l (Quadro 4.7), indicativos de meio redutor, solos orgânicos ou confinamento do aquífero.

As máximas concentrações resultam de invasão marinha em zonas próximas dos estuários dos rios Tejo e Sado, de contaminação industrial por lançamento de efluentes ao rio, no caso do aquífero aluvionar, e por circulação nos depósitos gipsíferos da serra de Palmela, os quais atingem a zona baixa ocupada pela cidade de Setúbal.

QUADRO 4. 7

Concentração do ião sulfato (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,0	2778,0	54,2	16,9	164,9	657
39-A (Águas de Moura)	0,3	380,0	32,0	12,0	77,7	35
38-B (Setúbal)	3,9	2778,0	103,1	12,0	433,6	43
35-A (Santo Estêvão)	0,0	115,2	13,8	8,9	22,5	29
35-B (Mora)	2,6	16,5	7,9	5,1	5,1	9
35-C (S. I. de Pegões)	3,0	71,6	20,2	8,4	22,7	13
34-B (Loures)	0,0	282,2	59,9	35,3	63,5	69
34-D (Lisboa)	0,3	1796,0	56,6	11,7	199,1	100
31-A (Santarém)	0,0	1218,0	41,6	15,8	127,2	99
31-B (Chouto)	1,3	15,2	6,3	3,8	5,4	13
31-C (Coruche)	2,5	191,1	28,1	15,7	33,0	75
31-D (Montargil)	0,0	41,1	11,6	8,1	11,6	22
30-B (Bombarral)	0,8	500,6	80,0	37,3	118,2	19
30-D (Alenquer)	0,0	623,1	101,0	89,2	110,1	61
27-A (V. N. de Ourém)	5,4	43,0	24,2	24,2	26,6	2
27-B (Tomar)	5,8	55,2	32,0	35,1	24,8	3
27-C (Torres Novas)	0,0	379,9	31,2	7,7	77,6	19
27-D (Abrantes)	2,5	197,9	43,6	27,2	48,5	40
26-D (Rio Maior)	4,5	62,3	21,8	10,3	27,5	6

Iões carbonatados (CO_3H^-) ($\text{CO}_3^{=}$)

Nas águas subterrâneas, é grande a relação entre estes iões e o conteúdo de dióxido de carbono, livre ou em solução, e o pH. Pequenas alterações de pH podem levar a precipitações ou dissoluções fáceis, controladas pelo conteúdo de dióxido de carbono, ou resultar da dissolução de calcários e dolomitos na presença do dióxido de carbono livre dissolvido na água, onde o pH desempenha papel determinante.

Precipitam sob a forma de carbonato de cálcio e/ou magnésio, no momento em que atingem o produto de solubilidade, pela libertação de dióxido de carbono. Conferem alcalinidade e propriedades-tampão às águas, devido à capacidade de absorção de ácido.

O ião carbonato, $\text{CO}_3^{=}$, só ocorre na água, quando o pH é básico, isto é, superior a 8,3, limite a partir do qual é possível alcançar quantidades importantes e assim, poder coexistir com o CO_3H^- , como acontece nas águas alcalinas na altura em que o pH supera esse limite. Normalmente a sua concentração é menor do que a do CO_3H^- , ou nula se o pH baixar de 8,3.

O equilíbrio entre o CO_2 , CO_3H^- , $\text{CO}_3^{=}$ e o pH é determinante na

ocorrência de fenómenos de corrosão e incrustação.

Dado que a concentração destes iões é sensível às alterações de pH e à presença de dióxido de carbono, serão tomadas precauções para impedir a libertação do gás na amostragem, para que os resultados obtidos tenham representatividade. Como tal, as relações entre valores devem ser consideradas com as devidas cautelas (Quadro 4. 8).

QUADRO 4. 8

Concentração do ião bicarbonato (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	000,0	1153,0	190,7	139,1	159,2	625
39-A (Águas de Moura)	014,5	0488,6	129,3	133,3	88,7	34
38-B (Setúbal)	012,2	0433,1	186,3	170,8	110,8	45
35-A (Santo Estêvão)	000,0	0564,9	83,8	61,0	102,1	29
35-B (Mora)	021,3	0206,2	49,2	28,8	53,3	11
35-C (S. I. de Pegões)	017,1	0128,1	46,1	28,1	34,4	11
34-B (Loures)	012,2	0542,9	246,0	237,9	142,7	59
34-D (Lisboa)	018,3	0588,0	155,8	119,3	131,5	88
31-A (Santarém)	017,1	0927,2	258,8	256,2	174,3	95
31-B (Chouto)	012,2	0158,6	61,8	41,8	47,8	12
31-C (Coruche)	023,2	0524,6	108,3	73,2	101,3	74
31-D (Montargil)	024,4	0353,8	127,2	119,0	87,0	22
30-B (Bombarral)	014,6	1152,9	250,0	167,1	259,6	19
30-D (Alenquer)	079,3	0915,0	352,6	373,3	144,6	57
27-A (V. N. de Ourém)	048,8	0445,3	182,2	117,4	185,5	4
27-B (Tomar)	359,9	0567,3	463,6	463,6	146,7	2
27-C (Torres Novas)	040,9	0457,5	173,6	161,1	110,2	18
27-D (Abrantes)	041,5	0388,0	147,0	107,4	96,2	39
26-D (Rio Maior)	073,2	0329,4	202,9	203,1	125,9	6

Cloretos (Cl⁻)

É dos iões mais estáveis nos aquíferos. À sua grande solubilidade opõe-se, pois, uma difícil precipitação.

Por ser um elemento escasso na crosta terrestre, a sua presença nas águas é reduzida, com excepção para as águas congénitas, fósseis ou lixiviadas de terrenos de origem marinha, que podem conter grandes quantidades de cloretos, bem como para as de circulação por evaporitos, ou que receberam resíduos urbanos e industriais ou, ainda, das águas da chuva em zonas litorais próximas do Oceano, ou com grande poluição atmosférica.

Em águas salinas anda, geralmente, associado ao ião sódio, igualando-o

em milequivalentes. Em grande quantidade torna as águas corrosivas.

As águas subterrâneas da área em estudo, quando livres de perturbações, exibem conteúdos de cloretos entre 30 mg/l e 40 mg/l. Valores superiores são indicadores de acções modificadoras da qualidade das águas, como invasão marinha e poluição, proximidade a depósitos de sal-gema de estruturas diapíricas (Quadro 4. 9).

QUADRO 4. 9

Concentração do ião cloreto (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,9	17 353,0	123,4	48,9	732,5	684
39-A (Águas de Moura)	23,4	1249,0	80,0	27,1	212,5	36
38-B (Setúbal)	20,6	17 353,0	436,5	39,1	2550,0	46
35-A (Santo Estêvão)	16,6	532,5	87,2	39,1	125,4	32
35-B (Mora)	14,4	70,3	37,7	34,1	17,7	10
35-C (S. I. de Pegões)	22,3	685,7	116,6	41,9	183,3	14
34-B (Loures)	0,9	3451,0	179,8	91,6	449,7	69
34-D (Lisboa)	24,8	1716,0	99,5	55,0	186,9	103
31-A (Santarém)	22,0	426,0	65,0	48,3	59,8	102
31-B (Chouto)	13,4	60,4	33,6	24,9	16,3	13
31-C (Coruche)	17,4	284,0	67,6	48,0	55,5	76
31-D (Montargil)	24,9	103,0	41,3	35,5	16,3	22
30-B (Bombarral)	29,3	1275,0	126,8	46,9	281,4	19
30-D (Alenquer)	32,0	733,1	147,2	85,0	144,9	61
27-A (V. N. de Ourém)	28,4	74,6	48,8	46,2	19,9	4
27-B (Tomar)	32,0	78,1	50,9	42,6	24,1	3
27-C (Torres Novas)	19,5	323,1	51,0	37,3	57,3	26
27-D (Abrantes)	21,3	191,7	49,1	41,8	35,7	42
26-D (Rio Maior)	24,9	417,0	122,0	53,3	149,2	6

COMPOSTOS VESTIGIÁRIOS E SUBSTÂNCIAS NÃO DISSOCIADAS

lões nitrados (NO_3^-) (NO_2^-) (NH_4^+)

A sua origem nem sempre é clara, mas a sua presença, em quantidades anómalas, nas águas subterrâneas deve-se à contaminação urbana, industrial e agro-pecuária e, em pequena quantidade, ao azoto dissolvido na água da chuva (Quadro 4. 10).

São sais muito solúveis, de grande mobilidade e dificilmente precipitáveis. Em ambiente redutor podem passar a N_2 ou NH_4^+ e, especialmente, a NO_2^- . A maioria dos compostos nitrogenados passam a NO_3^- em meio oxidante, e este

em meio redutor pode originar NH_4^+ . O terreno pode fixar o NO_3^- , em especial o solo vegetal.

A concentração nas águas subterrâneas naturais não excede os 10 ppm. No entanto, em águas poluídas pode ultrapassar os 200 ppm.

A Organização Mundial de Saúde Pública considera 45 mg/l, para os nitratos, o limite de tolerabilidade, pelo que, concentrações superiores na água tornam-na imprópria para consumo e perigosa para a saúde. Quantidades acima dos 15 mg/l têm efeitos sobre o sangue, podendo produzir nas crianças a denominada “doença azul” ou *metahemoglobinemia a*.

QUADRO 4. 10

Concentração do ião nitrato (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

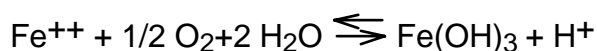
REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,0	495,5	14,7	3,5	37,2	585
39-A (Águas de Moura)	0,0	88,3	5,6	1,4	15,6	36
38-B (Setúbal)	0,0	32,6	6,8	3,9	8,2	44
35-A (Santo Estêvão)	0,0	218,5	10,8	0,4	39,8	32
35-B (Mora)	0,3	66,4	11,6	3,7	19,6	11
35-C (S. I. de Pegões)	0,0	29,7	8,0	3,8	9,5	14
34-B (Loures)	0,0	297,1	27,2	5,9	53,1	5
34-D (Lisboa)	0,0	495,5	18,3	2,3	64,3	95
31-A (Santarém)	0,0	134,5	15,1	4,0	26,9	98
31-B (Chouto)	0,0	4,9	1,8	0,9	1,9	13
31-C (Coruche)	0,0	127,3	16,1	10,1	23,0	58
31-D (Montargil)	0,0	18,6	3,2	5,7	21,8	70
30-B (Bombarral)	0,0	91,5	18,3	6,2	28,0	16
30-D (Alenquer)	0,0	107,7	15,5	11,7	20,4	48
27-A (V. N. de Ourém)	1,2	18,6	7,3	4,8	7,7	4
27-B (Tomar)	3,0	11,2	7,8	9,3	4,3	3
27-C (Torres Novas)	0,0	18,0	3,4	2,0	4,3	26
27-D (Abrantes)	0,0	87,4	12,4	3,8	20,3	42
26-D (Rio Maior)	0,0	62,3	13,9	6,1	23,9	6

Ferro (Fe^{++} ou Fe^{+++})

O ião ferro nas águas subterrâneas pode resultar do ataque de silicatos ferríferos, sulfuretos e óxidos de ferro.

A sua química é relativamente complexa, pois pode aparecer em estados de bivalência ou mais. A estabilidade dos iões Fe^{++} , Fe^{+++} , $\text{Fe}(\text{OH})^{++}$, $\text{Fe}(\text{OH})^+$ em relação a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ e $\text{Fe}(\text{OH})_2$, precipitados ou colóides, depende do pH, Eh e da composição da solução. As águas subterrâneas normalmente só têm

dissolvido Fe^{++} , e se o pH for muito elevado em geral não existe ferro dissolvido. A oxidação do Fe^{++} dá-se com a diminuição do pH segundo a reacção:



Se na água existir bicarbonato, este funciona como tampão, permitindo que a reacção prossiga, com libertação de dióxido de carbono.

Certos organismos promovem meios redutores que facilitam a formação de Fe^{++} , outros utilizam a energia do processo de transformação de Fe^{++} a Fe^{+++} e dão lugar a precipitações gelatinosas. Estes processos são favorecidos em águas com excesso de O_2 e abundante CO_2 .

Na colheita das amostras, é preciso tomar precauções para evitar oxidações e alterações de pH. Pode ser útil filtrar uma pequena porção da amostra e acidificá-la, para estabilizar o ferro dissolvido.

A grande parte das análises estudadas não refere a presença de ferro por falta de determinação. Algumas sugerem conteúdos muito baixos de ferro ferroso, inferiores a 0,1 mg/l. Por falta de confiança nos valores apresentados, devido ao desconhecimento dos cuidados seguidos durante a amostragem, o estudo destes iões não foi contemplado no âmbito deste trabalho. No entanto, futuramente, pode assumir-se como boa ferramenta na apreciação de fenómenos de redução de sulfatos, em meio redutor (Quadro 4. 11).

QUADRO 4. 11

Concentração do ião ferro (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,000	19,4	0,30	0,12	1,40	208
39-A (Águas de Moura)	0,020	0,6	0,17	0,16	0,15	16
38-B (Setúbal)	0,060	1,0	0,23	0,10	0,29	22
35-A (Santo Estêvão)	0,010	1,6	0,52	0,40	0,50	12
35-B (Mora)	0,100	0,4	0,25	0,25	0,21	2
35-C (S. I. de Pegões)						0
34-B (Loures)	0,020	0,4	0,12	0,10	0,13	7
34-D (Lisboa)	0,000	2,2	0,27	0,12	0,37	57
31-A (Santarém)	0,002	0,6	0,12	0,08	0,14	27
31-B (Chouto)	0,015	0,9	0,35	0,30	0,34	6
31-C (Coruche)	0,000	0,6	0,17	0,05	0,22	10
31-D (Montargil)	0,000	3,3	0,79	0,03	1,20	8
30-B (Bombarral)	0,600	0,7	0,67	0,70	0,06	4
30-D (Alenquer)	0,020	19,4	1,46	0,09	5,20	14
27-A (V. N. de Ourém)	-----	-----	-----	-----	-----	0
27-B (Tomar)	0,050	0,1	0,05	0,05		1
27-C (Torres Novas)	0,100	0,2	0,16	0,17	0,05	9

27-D (Abrantes)	0,040	0,8	0,25	0,15	0,25	10
26-D (Rio Maior)	0,200	0,2	0,20	0,20	0,20	3

SUBSTÂNCIAS NÃO DISSOCIADAS

Sílica (SiO₂)

Encontra-se, essencialmente, sob a forma de SiO₄H₄, quer dissolvida quer sob a forma coloidal. Somente uma pequena parcela se encontra ionizada. O pH e a temperatura controlam a sua dissolução, precipitando-se sílica se aquele desce. Em meio básico a sua concentração poderá ser elevada, no entanto, essas situações são raras na natureza. O dióxido de carbono dissolvido impede que o pH suba e, como tal, limita a solubilidade da sílica.

Pelas razões acima apontadas, é considerada um bom geotermómetro, fornecendo indicações sobre a temperatura das águas no aquífero e a profundidade de que são oriundas (Quadro 4. 12).

QUADRO 4. 12

Concentração da sílica (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	3,7	63,0	20,3	18,8	10,0	297
39-A (Águas de Moura)	4,8	26,1	16,9	16,8	6,2	25
38-B (Setúbal)	3,7	33,0	15,9	17,9	7,5	26
35-A (Santo Estevão)	12,4	41,8	26,6	25,5	9,9	16
35-B (Mora)	6,2	37,2	22,9	22,8	9,3	8
35-C (S. I. de Pegões)	14,1	28,0	20,1	19,7	5,0	10
34-B (Loures)	5,0	46,2	17,6	17,6	10,2	7
34-D (Lisboa)	6,6	48,8	21,1	18,8	10,6	57
31-A (Santarém)	7,1	62,3	22,5	19,2	13,0	54
31-B (Chouto)	20,1	63,0	35,5	29,9	15,8	9
31-C (Coruche)	4,7	62,6	26,5	25,1	11,3	20
31-D (Montargil)	12,0	31,2	23,7	26,2	6,9	8
30-B (Bombarral)	5,8	19,1	12,9	12,6	4,4	6
30-D (Alenquer)	4,8	29,6	15,4	15,2	5,2	14
27-A (V. N. de Ourém)	10,6	10,6	10,6	10,6	----	1
27-B (Tomar)	10,1	17,4	14,6	16,4	3,9	1
27-C (Torres Novas)	4,0	32,1	17,1	14,3	8,3	13
27-D (Abrantes)	7,2	89,5	32,6	27,9	19,9	18
26-D (Rio Maior)	10,1	17,2	13,6	13,6	4,9	2

MATÉRIA ORGÂNICA E PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

Matéria orgânica ou oxidabilidade

A oxidabilidade da água subterrânea mede a sua capacidade em consumir oxigénio nos processos químicos de oxidação, e relaciona-se com a presença de certos elementos na sua composição, nomeadamente matéria orgânica. Indirectamente, estima a quantidade desta na água, bem como o seu conteúdo em iões que consomem oxigénio (Fe^{++} , Mn^{++} , NH_4^+).

Elevadas concentrações de cloretos em algumas águas constituem problema na avaliação da oxidabilidade, levando a valores altos por interferência (Quadro 4. 13).

QUADRO 4. 13

Oxidabilidade (mg/l de O_2 consumido) das águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,00	21,6	1,42	0,99	1,86	575
39-A (Águas de Moura)	0,08	3,9	0,80	0,60	0,93	27
38-B (Setúbal)	0,08	21,6	2,52	1,20	3,99	43
35-A (Santo Estêvão)	0,00	3,6	1,16	0,88	1,03	25
35-B (Mora)	0,00	2,9	0,79	0,48	0,85	11
35-C (S. I. de Pegões)	0,00	4,2	0,80	0,48	1,20	11
34-B (Loures)	0,00	8,8	1,44	0,64	1,96	24
34-D (Lisboa)	0,00	6,4	1,24	1,00	1,10	87
31-A (Santarém)	0,00	7,2	1,10	0,80	1,30	94
31-B (Chouto)	0,00	3,6	0,90	0,60	1,10	13
31-C (Coruche)	0,00	8,6	1,40	0,70	2,00	71
31-D (Montargil)	0,08	2,6	1,04	0,96	0,77	19
30-B (Bombarral)	0,00	10,2	1,80	0,90	2,40	18
30-D (Alenquer)	0,08	6,2	1,11	0,84	0,94	56
27-A (V. N. de Ourém)	0,40	0,4	0,40	0,40	-----	1
27-B (Tomar)	0,48	7,3	3,39	2,40	3,51	3
27-C (Torres Novas)	0,20	3,7	0,90	0,30	1,00	26
27-D (Abrantes)	0,00	5,3	1,00	0,80	1,00	40
26-D (Rio Maior)	0,40	1,1	0,72	0,72	0,30	6

Dureza total ou grau hidrotimétrico

Indica o teor global da água em sais de cálcio e magnésio. Vulgarmente,

diz-se que uma água é dura, quando incrusta a frio ou a quente os recipientes que a contêm, ou quando coze mal os alimentos. É expressa em diversas unidades, mas na Bacia do Tejo e, normalmente, em todos os laboratórios mencionados, em graus franceses (°F) (Quadro 4. 14).

QUADRO 4. 14

Variação da dureza (graus franceses) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,6	327,6	20,8	13,0	25,3	677
39-A (Águas de Moura)	1,3	151,0	14,1	9,0	25,5	34
38-B (Setúbal)	1,8	328,0	26,0	17,6	47,5	46
35-A (Santo Estêvão)	1,5	69,8	9,4	6,2	13,0	32
35-B (Mora)	1,2	14,2	4,4	2,5	3,9	11
35-C (S. I. de Pegões)	1,4	59,6	9,6	4,5	15,1	14
34-B (Loures)	2,5	147,0	31,7	26,7	31,1	65
34-D (Lisboa)	1,7	167,0	20,0	13,0	26,8	102
31-A (Santarém)	1,5	73,4	20,7	15,5	16,6	102
31-B (Chouto)	1,0	123,0	13,7	2,9	33,0	13
31-C (Coruche)	0,6	53,2	8,6	5,9	8,6	76
31-D (Montargil)	1,8	29,8	10,5	7,1	8,4	22
30-B (Bombarral)	5,8	84,2	24,7	16,0	20,9	19
30-D (Alenquer)	2,8	80,4	36,1	40,0	17,9	61
27-A (V. N. de Ourém)	3,6	41,4	14,6	6,7	18,0	4
27-B (Tomar)	13,5	41,2	29,8	34,8	14,5	3
27-C (Torres Novas)	2,3	74,0	17,3	12,3	15,2	26
27-D (Abrantes)	1,2	44,0	15,5	13,5	12,8	41
26-D (Rio Maior)	1,3	29,0	18,4	22,0	11,7	6

Alcalinidade

A capacidade de uma água para neutralizar ácidos designa-se por alcalinidade. É expressa em ppm (ou meq/l) de CO_3Ca . Mede efectivamente a acção da presença de iões carbonato e bicarbonato, sendo por isso, o valor do pH, de importância capital e, conseqüentemente, cruciais os cuidados a ter no momento da colheita, designadamente com libertação de gases (Quadro 4. 15).

QUADRO 4. 15

Variação da alcalinidade (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	0,7	268,4	29,3	17,0	30,1	494
39-A (Águas de Moura)	2,2	80,1	19,8	21,2	13,9	29
38-B (Setúbal)	2,0	268,4	32,8	19,5	45,5	34
35-A (Santo Estêvão)	1,4	92,6	11,3	6,5	19,5	20
35-B (Mora)	1,8	33,8	7,8	4,4	9,4	10
35-C (S. I. de Pegões)	2,8	21,0	7,9	5,8	5,8	10
34-B (Loures)	2,0	89,0	45,6	54,3	27,2	24
34-D (Lisboa)	0,7	85,0	18,6	10,5	19,3	55
31-A (Santarém)	2,8	152,0	41,4	39,5	30,1	86
31-B (Chouto)	1,2	112,8	17,3	08,0	17,3	11
31-C (Coruche)	3,8	86,0	16,1	10,8	16,5	69
31-D (Montargil)	4,0	58,0	18,6	12,0	16,9	16
30-B (Bombarral)	2,4	189,0	39,9	22,4	45,9	17
30-D (Alenquer)	6,4	150,0	60,3	63,0	23,4	45
27-A (V. N. de Ourém)	73,0	73,0	73,0	73,0	-----	1
27-B (Tomar)	59,0	93,0	76,0	76,0	24,0	2
27-C (Torres Novas)	3,5	75,0	25,7	24,8	19,4	24
27-D (Abrantes)	4,0	48,3	18,4	16,0	11,3	37
26-D (Rio Maior)	19,0	47,6	30,2	27,0	12,2	4

Resíduo seco e mineralização

Representa a totalidade dos sais dissolvidos em mg/l ou ppm. É determinado por calcinação a 180 °C, podendo, por conseguinte, correlacionar-se com a condutividade eléctrica e com a mineralização das águas (Quadro 4. 16).

QUADRO 4. 16

Variação do resíduo seco (mg/l) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	64,0	35 383	572,3	296,1	1920	443
39-A (Águas de Moura)	102,4	3093,8	312,2	186,6	587	25
38-B (Setúbal)	104,4	35 383	1709,3	242,0	6875	26
35-A (Santo Estêvão)	72,8	1392,6	366,8	197,1	416	16
35-B (Mora)	64,0	262,0	165,7	149,9	73	8
35-C (S. I. de Pegões)	74,0	1253,0	301,8	170,0	328	13
34-B (Loures)	175,4	6128,4	910,7	507,5	1262	24
34-D (Lisboa)	92,3	3885,6	506,1	245,4	719	57
31-A (Santarém)	84,6	3147,2	436,1	398,0	401	83

31-B (Chouto)	3,7	163,8	102,4	95,1	56	8
31-C (Coruche)	64,4	984,6	266,4	200,3	190	60
31-D (Montargil)	85,6	468,4	222,8	197,8	133	9
30-B (Bombarral)	164,0	3953,2	669,6	376,9	973	14
30-D (Alenquer)	216,4	2683,4	790,1	668,8	445	47
27-A (V. N. de Ourém)	493,6	493,6	493,6	493,6	-----	1
27-B (Tomar)	236,0	560,6	411,7	438,4	164	2
27-C (Torres Novas)	124,2	1473,0	349,8	279,6	294	20
27-D (Abrantes)	120,0	851,4	294,0	244,6	188	26
26-D (Rio Maior)	491,6	1018,6	755,1	755,1	373	4

Condutividade

É a capacidade de uma água para conduzir a corrente eléctrica, sendo, portanto, função da concentração e também da qualidade de iões em solução. Expressa-se em mho/cm ou Mmho/cm. Ao inverso, dá-se o nome de resistividade, sendo a unidade o ohm.cm (Quadro 4. 17).

QUADRO 4. 17

Variação da condutividade (mho/cm) nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Desvio Padrão	Número de determinações
Área Total	38,5	45800	633,3	393,0	2451	432
39-A (Águas de Moura)	135,8	4280	508,3	268,0	976,4	16
38-B (Setúbal)	103,0	45800	1932,0	352,8	8288	30
35-A (Santo Estêvão)	120,6	2250	341,5	265,6	422,4	23
35-B (Mora)	85,5	495	243,7	167,5	140,7	11
35-C (S. I. de Pegões)	78,4	1820	422,2	247,9	499,1	11
34-B (Loures)	229,0	1346	568,2	444,0	318,9	15
34-D (Lisboa)	38,5	4545	622,1	407,3	737,6	56
31-A (Santarém)	112,5	1364	537,4	498,8	333,9	80
31-B (Chouto)	76,9	435	190,4	150,9	116,2	11
31-C (Coruche)	122,2	1060	375,5	315,0	219,1	61
31-D (Montargil)	165,2	511	315,7	278,5	122,5	12
30-B (Bombarral)	213,0	1003	500,5	396,0	261,7	15
30-D (Alenquer)	346,0	1828	801,0	840,0	291,9	36
27-A (V. N. de Ourém)	291,0	388	349,7	370,0	51,6	3
27-B (Tomar)	-----	-----	-----	-----	-----	0
27-C (Torres Novas)	125,0	662	345,5	352,0	148,1	15
27-D (Abrantes)	109,2	1154	405,1	390,0	243,1	31
26-D (Rio Maior)	207,0	1827	773,0	742,0	582,7	6

pH

Define-se como o inverso do logaritmo da concentração hidrogeniónica

(H⁺). As águas classificam-se em ácidas, neutras ou básicas, consoante o pH é menor, igual ou maior que sete (7). Relaciona-se este valor nas águas naturais com o teor de CO₂ livre dissolvido na água subterrânea natural e, consequentemente, com a proximidade do solo (Quadro 4. 18).

QUADRO 4. 18

Variação do pH nas águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	4,2	11,0	7,0	7,1	0,7	582
39-A (Águas de Moura)	5,8	8,1	7,3	7,4	0,7	28
38-B (Setúbal)	4,2	8,1	7,1	7,3	0,6	44
35-A (Santo Estêvão)	5,2	7,9	6,7	6,6	0,7	15
35-B (Mora)	5,0	6,9	5,8	5,8	0,5	11
35-C (S. I. de Pegões)	5,0	7,7	6,3	6,3	0,8	14
34-B (Loures)	4,3	11,0	7,4	7,5	1,1	26
34-D (Lisboa)	5,3	8,3	7,0	7,2	0,7	95
31-A (Santarém)	3,3	8,0	7,1	7,2	0,7	95
31-B (Chouto)	5,0	7,6	6,3	6,1	0,7	13
31-C (Coruche)	4,8	8,4	6,6	6,6	0,8	73
31-D (Montargil)	5,9	8,0	6,7	6,5	0,6	19
30-B (Bombarral)	5,7	8,1	7,1	7,2	0,5	19
30-D (Alenquer)	6,1	8,6	7,4	7,3	0,5	55
27-A (V. N. de Ourém)	10,6	10,6	10,6	10,6		1
27-B (Tomar)	7,1	7,6	7,4	7,6	0,3	3
27-C (Torres Novas)	6,2	7,8	7,0	7,2	0,4	36
27-D (Abrantes)	5,1	8,2	6,8	6,9	0,5	39
26-D (Rio Maior)	6,3	7,7	6,9	7,0	0,5	6

Temperatura

Nos aquíferos subsuperficiais, a temperatura da água acompanha a evolução da temperatura ambiental da região até uma determinada profundidade de ocorrência (zona heterotérmica), logicamente variável de local para local. Para lá desta zona, a temperatura da água subterrânea mantém-se constante em profundidade (zona homotérmica), até começarem a fazer-se sentir os efeitos do gradiente geotérmico.

O estudo das temperaturas das águas subterrâneas pode ser determinante em situações geológicas, como as ocorrentes no Cenozóico do Baixo do Tejo, caracterizadas pela grande monotonia dos depósitos, quer em extensão quer em profundidade. A composição litológica destes depósitos

sedimentares, à excepção do nível do Miocénico carbonatado, encobre a existência de acidentes tectónicos, somente perceptíveis através da detecção remota. A temperatura das águas subterrâneas pode dar indicações quanto à localização de fluxos verticais, provenientes de recargas profundas, as quais através de falhas e/ou fracturas se aproximam da superfície topográfica e, assim, reconhecer ou confirmar acidentes tectónicos da Bacia.

Conscientes deste facto, sempre que nos foi possível, determinámos as temperaturas das águas e do meio ambiente, nos furos e nascentes. No total, foram apreciados 335 furos e 325 nascentes (ver fenómenos modificadores), considerando-se aqui, unicamente, as temperaturas mencionadas nos boletins de análise, que, como se pode constatar, são bastante exíguas, relativamente ao total de águas analisadas (Quadro 4. 19).

QUADRO 4. 19

Variação da temperatura (°C) das águas subterrâneas do Baixo Tejo
Alguns parâmetros estatísticos

REGIÃO carta (1:50 000)	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA	DESVIO PADRÃO	NÚMERO DE DETERMINAÇÕES
Área Total	8,5	28	16,8	17,5	3,3	172
39-A (Águas de Moura)	17	21	18	18	1,4	9
38-B (Setúbal)	-----	-----	-----	-----	-----	0
35-A (Santo Estêvão)	12	28	6,7	6,6	0,7	7
35-B (Mora)	15	23	19	18	2,6	7
35-C (S. I. de Pegões)	8,5	20	16	15	3,8	9
34-B (Loures)	10	20	14	13	3,8	6
34-D (Lisboa)	9,7	23	17	18	3,6	10
31-A (Santarém)	15	27	21	20	2,9	34
31-B (Chouto)	17	20	18	18	1,2	3
31-C (Coruche)	11	23	18	19	3,2	35
31-D (Montargil)						0
30-B (Bombarral)	9	19	14	14	3,3	8
30-D (Alenquer)	12	20	16	16	2,1	17
27-A (V. N. de Ourém)	-----	-----	-----	-----	-----	0
27-B (Tomar)	-----	-----	-----	-----	-----	0
27-C (Torres Novas)	18	24	20	20	1,9	13
27-D (Abrantes)	17	22	19	19	1,5	14
26-D (Rio Maior)	-----	-----	-----	-----	-----	0

4.6.4. RELAÇÃO QUALITATIVA DAS ÁGUAS COM O RESERVATÓRIO

A análise da composição físico-química das águas subterrâneas evidencia uma forte relação entre a sua qualidade e o meio geológico de onde provieram.

Nas Bacias Hidrogeológicas estabelecem-se regimes de fluxo, mais ou menos complexos consoante o grau de anisotropia dos aquíferos, implicando à água, naturalmente, determinados percursos e zonas de recarga e descarga.

A geologia e a geomorfologia determinam o tipo de circulação e a localização dessas áreas, enquanto a climatologia condiciona o volume de água acumulado.

O tempo decorrido desde a infiltração até a descarga depende da profundidade aquífera, da extensão percorrida e do ambiente geológico, variando de breves horas, dias ou anos. Consoante as condições hidrogeológicas geram-se fluxos locais e/ou regionais, respectivamente subsuperficiais e profundos.

O tempo de contacto da água com as rochas é, assim, variável, tendo como resultado a ocorrência de fácies hidroquímicas não só relacionáveis com o meio litológico, mas também com o ambiente físico-químico ocorrente e, em menor escala, com a qualidade da água na recarga.

A conjugação de todos estes factores possibilita e explica a ocorrência no reservatório subterrâneo de águas com composições qualitativas diferentes, tanto em extensão como em profundidade, mesmo que o aquífero não apresente outra litologia. Esta diferenciação traduz-se pelo aumento de teores das substâncias mais solúveis, facilmente denunciáveis pelo incremento da mineralização e da condutividade, em especial nas águas mais profundas e mais afastadas da zona de recarga, que exibem, então, maior mineralização.

As variações laterais devem-se, sobretudo, a alterações no processo de recarga e de exploração, de mudanças litológicas, à mistura de águas de diferentes proveniências e ao tempo de residência, que depende da permeabilidade.

As causas mais frequentes das variações verticais são as diferentes permeabilidades, exibidas pelas camadas atravessadas, com consequências no tempo de permanência, que tende a aumentar com a profundidade, a temperatura e a pressão.

Alterações ao processo natural de mineralização das águas podem surgir em zonas de regadio, abastecidas por águas profundas mais mineralizadas, de

modo que a que chega ao aquífero superficial é mais mineralizada que a da chuva, em consequência da utilização na zona de adubos químicos. Como o fenómeno é repetitivo, a salinização é progressiva, sendo porém unicamente contrariada pela infiltração proveniente da precipitação directa.

A concentração final de sais depende, por conseguinte, do regime das chuvas e do grau de reutilização, que possibilitam o aparecimento de águas no aquífero superficial com elevada salinidade e teores nitrogenados, quando a infiltração é incipiente.

A acção de fenómenos modificadores como a intrusão marinha, em zonas costeiras ou próximas do mar ou sujeitas ao fluxo e refluxo de marés, altera a mineralização, tornando em muitos casos as águas impróprias para qualquer utilização.

Também a ascensão de águas profundas, permitida e facilitada por acidentes tectónicos importantes, de âmbito regional, por vezes termais, mais mineralizadas do que as caracterizadas no aquífero, gera anomalias bem localizadas, na sua composição físico-química.

Deste modo, a diferenciação qualitativa da água pode, assim, ter origem em factores diversos de variado grau de actuação, cuja revelação nem sempre é facilmente evidenciada.

Uma das técnicas utilizadas na detecção das causas que provocam a alteração da água é o estudo de relações entre os iões dissolvidos; denunciam certa conexão com o terreno de onde provieram as águas ou indicam a acção de fenómenos modificadores ou, ainda, evidenciam características específicas da água. Podem estabelecer-se muitas relações, cuja utilidade depende do problema a estudar. Tomando as devidas precauções, pode ser importante na zona examinada, devido à grande diversidade de fenómenos actuates estabelecer algumas das inúmeras possíveis. Deu-se então relevância às relações seguintes:

1) relação $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ — dado que o processo de concentração de sais progride no sentido do fluxo subterrâneo e que o conteúdo de bicarbonato é relativamente constante, aumentos desta relação indicam avanços no processo de concentração, ou seja, dão indicações do sentido do fluxo.

Porém, a redução de sulfatos e enriquecimento de CO_2 exterior (novas zonas de recarga) levam à subida da concentração de bicarbonato e, consequentemente, à adulteração dos valores obtidos, bem como à alteração da evolução normal da relação, tornando inconveniente a sua aplicabilidade.

É especialmente útil na caracterização da intrusão marinha, dado que aos

baixos valores exibidos pelas águas continentais (entre 0,1 e 5) se opõem relações superiores a 20, nas águas do mar.

Em zonas de regadio esta relação também aumenta, no entanto em menor grau do que no caso de intrusão marinha, para igual crescimento de cloretos.

2) relação Mg^{++}/Ca^{++} — os valores desta relação dependem da litologia do aquífero (varia entre 0,3 e 1,5), assumindo os máximos quando se trata de dolomias e rochas básicas.

Apesar de não serem esperadas influências destes tipos rochosos no aquífero, considerou-se esta relação, pela sua utilidade, na detecção de contaminação marinha ou, então, de circulação por depósitos marinhos, uma vez que aumenta nestas circunstâncias, dado a água do mar ser rica em magnésio e pobre em cálcio.

Nesta relação devem considerar-se como elementos perturbadores o intercâmbio de bases (trocas entre Mg^{++} e Ca^{++}) e os processos de redução de sulfatos, quando acompanhados de precipitação de carbonato.

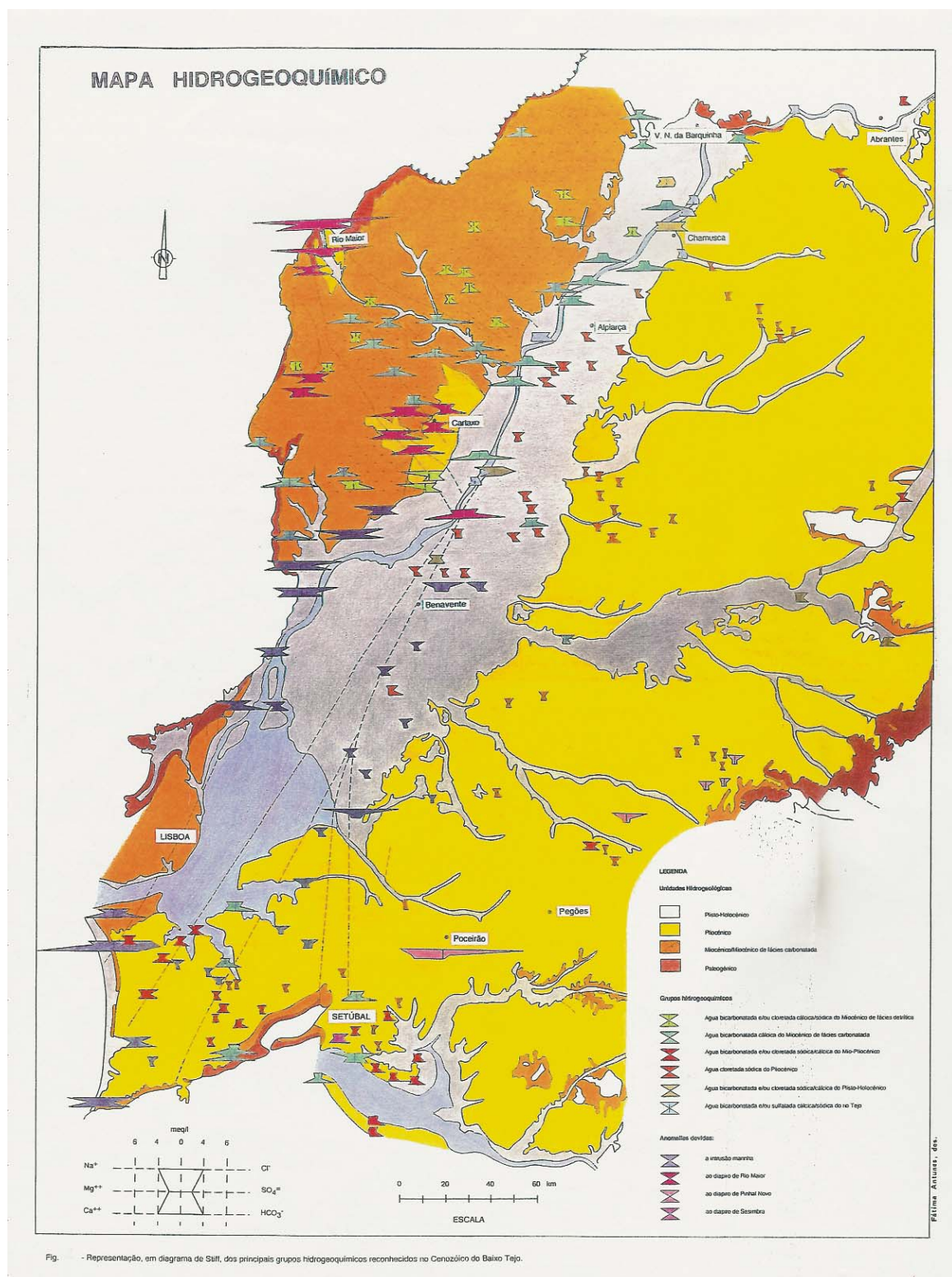
3) relação SO_4^{--}/Cl^- — uma vez que em águas salinas o sulfato tende a permanecer constante, assume interesse similar ao da relação Cl^-/HCO_3^- , sendo de evitar em situações de redução de sulfatos ou ser útil na sua caracterização.

Torna-se igualmente útil, na detecção de águas contaminadas, pelas indústrias implantadas no leito dos rios, e de zonas agrícolas tratadas com pesticidas à base de sulfatos.

4.6.5. CONTRIBUIÇÃO DA COMPOSIÇÃO FÍSICO-QUÍMICA DAS ÁGUAS PARA O RECONHECIMENTO HIDROGEOLÓGICO

A representação em diagrama de Stiff da composição maioritária das águas subterrâneas possibilita a sua organização em grupos semelhantes na forma e diferenciados no tamanho. Assim, as águas de cada grupo são iguais do ponto de vista de fácies hidroquímica, mas diferentes na mineralização, que é tanto maior quanto maior for a área do polígono (Fig. 4. 11).

Verifica-se que, para cada grupo, a área aumenta no sentido do escoamento, indicando evolução no processo de concentração de sais. A mineralização cresce, portanto, das zonas de recarga, situadas nas bordaduras leste e oeste da Bacia, para os locais de descarga, ao longo do vale, perto do leito do rio principal.



A tectónica, conjuntamente com a litologia e a topografia controlam os locais de descarga e o modo como se processa, quer através de nascentes concentradas de grande caudal quer de forma difusa e escoamento diferido, desde as camadas mais profundas até aos aquíferos subsuperficiais. Estes

locais encontram-se muitas vezes encobertos pela litologia, mas são frequentemente denunciados pela vegetação e pela hidrografia.

A constituição e a quantidade de grupos hidroquímicos, que se evidenciam em toda a extensão do sistema aquífero, são consequência marcante da geologia, do regime de fluxos (locais e/ou regionais), da localização das zonas de recarga, da mistura de águas de diferentes qualidades ao longo do percurso, da influência dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo, da reutilização de águas em áreas agrícolas (no aluvião), da intrusão marinha e, em menor escala, da contaminação.

Na margem esquerda do Tejo, o fluxo subterrâneo parte da bordadura leste (zona de recarga), onde as águas exibem menor mineralização (80 mg/l), para a parte central do vale, aparecendo com mineralização superior (pelo menos 390 mg/l), apesar da sua mistura com águas menos mineralizadas e localmente infiltradas de aquíferos lenticulares superiores.

O fluxo (recarga) de orientação E-W é infiltrado em Abrantes, Ponte de Sor, Chouto e Lavre. Depois, é encaminhado para o centro do vale, no sentido dos menores gradientes, onde é obrigado a ascender à superfície, ao enfrentar uma barreira natural formada pelos depósitos menos permeáveis miocénicos, colocados no seu percurso pela actuação de tectónica activa no vale do Tejo (falhas do Tejo). A descarga situa-se então, em Ulme, Almeirim, Alpiarça, Salvaterra, Glória do Ribatejo, Benavente e Alcochete (Quadros 4. 20 a 4. 23), variando o aquífero nestas zonas entre confinado (Almeirim, Alpiarça, Salvaterra, Glória e Benavente) e semiconfinado (Ulme e Alcochete).

QUADRO 4. 20

Fluxo Abrantes-Ulme
Evolução da qualidade da água (mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Alferrarede	198,0	21,4	24,9	3,8	91,5	15	16,8	6,8	0,7	0,5	0,1
Santa Margarida	287,0	33,6	51,8	2,6	122,0	66,9	6,4	3,4	0,9	0,7	0,1
Ulme	186,7	52,6	22,4	5,4	117,1	50,5	4,0	3,8	1,6	0,7	0,1
Ulme	204,8	55,8	25,6	4,3	97,6	22,8	11,2	2,4	1,6	0,4	0,1
Ulme	218,5	54,5	22,4	4,8	82,4	23,8	6,3	2,2	0,6	0,5	0,1
Ulme	282,8	54,0	44,4	4,2	76,3	23,2	2,7	1,9	1,1	0,5	0,1

QUADRO 4. 21

Fluxo Chouto-Almeirim/Alpiarça
Evolução da qualidade da água (mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Chouto	92,8	24,7	14,3	1,7	32,3	10,6	1,5	1,3	1,4	0,8	0,1
Gavião	150,9	34,4	22,0	1,5	57,3	14,8	10,3	4,8	0,4	0,7	0,1
Almeirim	231,0	48,0	34,1	2,8	90,3	44,1	10,4	0,7	0,1	0,7	0,1
Almeirim	261,6	50,2	49,4	3,6	99,4	39,0	8,8	9,0	1,7	0,9	0,1
Alpiarça	203,4	61,6	22,0	3,0	80,5	25,2	3,7	5,2	2,4	0,5	0,1
Alpiarça	262,6	43,2	25,2	4,1	137,3	29,4	11,5	9,4	1,4	0,3	0,1

QUADRO 4. 22

Fluxo Ponte de Sor-Salvaterra/Glória do Ribatejo
Evolução da qualidade da água (mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Couço	99,3	18,2	17,8	6,9	24,4	10,0	1,6	1,5	1,5	1,3	0,3
Montargil	118,8	12	28,4	13,7	36,6	10	8,0	2,0	0,4	1,3	0,4
Salvaterra	237,7	56,7	38,3	5,4	77,5	38	5,5	6,1	1,9	0,9	0,1
Glória	205,7	49,8	22,4	2,7	89,1	21,6	12,9	4,0	0,5	0,4	0,1
Glória	238,7	62,2	50,8	5,1	67,1	35,0	5,8	5,7	1,6	1,3	0,1
Glória	238,7	62,2	50,8	5,1	67,1	35,0	5,8	5,7	1,6	1,3	0,1

QUADRO 4. 23

Fluxo Lavre-Benavente/Alcochete
Evolução da qualidade da água (mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Lavre	81,9	25,4	14,4	2,6	24,4	10,5	1,1	2,0	2,7	1,0	0,1
Pegões	223,2	39	34,2	8,6	90,3	30,0	12,8	5,4	0,7	0,7	0,2
Benavente	230	46,2	46,2	6,5	73,2	43,2	5,6	5,8	1,7	1,1	0,1

Atendendo aos teores de sílica (60 mg/l) e à temperatura das águas (27º C) na zona de descarga, admite-se ser possível que o fluxo atinja, inclusivamente em Alpiarça, o substrato rochoso impermeável, situado a, pelo menos, 1495 m de profundidade (aplicação do geotermómetro da sílica, fórmula de FOURNIER & TRUESDELL, 1974, para a cristobalite α , e considerando um gradiente geotérmico de 33 m e temperatura média anual igual a 16,5º C) (Quadro 4. 24).

Esta estimativa é próxima da obtida pela geofísica, que admite uma profundidade inferior a 1400 m para a espessura máxima de sedimentos, em Coruche, na margem esquerda do Tejo, segundo o perfil sísmico apresentado por MENDES VICTOR *et al.* (1980).

QUADRO 4. 24

Profundidade mínima alcançada pelas águas subterrâneas, na margem esquerda do Tejo, estimada pelo geotermómetro da sílica

REGIÃO	MINERALIZAÇÃO mg/l	SiO ₂ mg/l	T. DA ÁGUA oC	T. NA ORIGEM *	PROFUNDIDADE **
Chamusca	197,9	56,5	19,6	57,1	1300
Azinhaga	282,8	54,0	17,6	55,0	1270
Ulme	204,8	55,8	19,2	56,5	1320
Ulme	186,7	52,6	21,6	53,8	1229
Ulme	179,6	57,5	19,8	57,9	1366
Salvaterra	237,7	56,7	20,4	57,3	1343
Salvaterra	200,8	42,0	21,0	43,6	894
Almeirim	205,7	49,8	19,4	51,2	1145
Marinhais	230,5	48,4	22,0	49,9	1104
Glória	238,7	62,2	21,2	61,7	1493
Almeirim	201,6	50,2	?	51,6	1158
Almeirim	273,3	39,8	27,4	41,3	818
Alpiarça	200,4	62,3	24,5	61,8	1495
Alpiarça	243,7	54,3	24,7	55,2	1277

$$* T_{\text{SiO}_2} (^{\circ}\text{C}) = \frac{1000}{4,78 - \log \text{SiO}_2} - 273,15 \quad (\text{FOURNIER \& TRUESDELL, 1974})$$

$$** \text{ Profundidade} = (T_{\text{SiO}_2} - 16,5^{\circ} \text{C}) \cdot 33 \text{ m}$$

Porém, a evolução da composição físico-química destas águas é perturbada por anomalia relacionada com a presença de depósitos salíferos do diapiro do Pinhal Novo. Em Lagameças (Poceirão), num furo com 8 m de profundidade, foi encontrada água com elevada mineralização (1244 mg/l) e com

teores altos nos iões cloreto (685,7 mg/l), sódio (230 mg/l), sulfato (71,6 mg/l) e magnésio (84,5 mg/l), somente explicáveis pela proximidade ao citado diapiro (Quadro 4. 25).

QUADRO 4. 25

Extensão da influência do diapiro de Pinhal Novo (Lagameças-Lavre).

Evolução da qualidade da água (mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
										3	
Lagameças	1244	23,6	685,7	71,6	24,4	230,0	100,5	84,5	1,4	48,3	0,1
Cortiçadas	369	21,6	158,0	28,6	17,1	73,0	13,9	17,9	2,1	15,9	0,1
Lavre	266	16,9	63,3	15,0	28,8	47,0	12,8	14,1	1,8	4,1	0,2
Lavre	224	37,2	70,3	7,7	45,1	42,3	7,1	8,9	2,1	2,7	0,1
Lavre	167	20,1	41,5	16,5	26,8	25,0	9,3	5,6	1,0	2,7	0,3
Lavre	158	19,9	32,0	10,8	40,3	22,6	6,1	4,5	1,2	1,4	0,2

A água de circulação profunda, em contacto com evaporitos, pode ascender através das falhas de Palmela e dispersar-se nas areias pliocénicas, misturando-se com as águas subterrâneas de aquíferos superficiais em extensões importantes, condicionadas pelos gradientes e a permeabilidade, como parecem testemunhar as águas cloretadas sódicas de Lavre.

A apoiar esta hipótese, existe o facto de nestas águas a maior mineralização acompanhar a maior concentração de sílica (23,6 mg/l), que decresce (16,9 mg/l) à medida que a diluição avança.

Também nesta zona a relação Mg^{++}/Ca^{++} é elevada, assumindo valores superiores a 1, enquanto a relação de Cl^{-}/HCO_3^{-} pode atingir 48,3.

Na mesma margem, península de Setúbal, situação igualmente anómala resulta da mistura de águas com composições diferentes, provenientes das areias superficiais pliocénicas e dos calcarenitos do Miocénico. A pequena espessura do Pliocénico, a grande permeabilidade dos estratos ligada à escassez de níveis argilosos, face à predominância de níveis arenosos, e a sobreexploração do aquífero, explicam esta ocorrência. Assim, é, frequente nesta região o aparecimento de águas com composição intermédia (Quadro 4. 26).

QUADRO 4. 26

Zona de mistura natural entre águas de diferentes aquíferos

Águas com composição química intermédia

(mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Mouchão do Tejo	392,0	18,0	70,2	28,0	163,5	82,8	24,0	5,4	0,4	0,7	0,1
Setúbal	180,5	14,2	37,7	6,7	68,8	21,8	15,1	3,0	0,3	1,0	0,1
Coina	127,7	19,4	32,6	0,3	34,2	22,8	6,0	2,4	0,7	1,6	0,1
Seixal	297,0	27,2	71,7	4,1	109,8	41,4	34,2	5,3	0,3	1,1	0,1
Fogueteiro	197,5	19,2	28,4	4,6	92,7	20,7	24,4	4,1	0,3	0,5	0,1
Mitrena	254,3	26,0	23,4	17,3	129,3	19,6	27,7	10,9	0,7	0,3	0,5

Na margem direita do Tejo, há a considerar pelo menos dois aquíferos: um aquífero subsuperficial, com fluxo transversal ao eixo da Bacia, de orientação oeste-este, constituído pelos depósitos calcários do Miocénico médio e superior, nas regiões de Almoster, Alcobertas, Moçarria, Malmeleira, Santarém, Alenquer, Ota, Alcanena e Torres Novas, caracterizado por águas bicarbonatadas cálcicas, com mineralização entre 400 mg/l e 900 mg/l, e baixas relações de Mg^{++}/Ca^{++} ($<0,2$); outro, mais profundo, originado nos depósitos gresosos do Miocénico inferior, com fluxo de orientação sensivelmente N-S, entre Pernes e Vila Nova da Rainha (Quadros 4. 27 e 4. 28)

QUADRO 4. 27

Fluxo transversal ao rio, nas regiões de Almoster, Santarém, Alenquer, Ota, Alcanena e Torres

Novas

(mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Alcanena	483,8	10,6	60,4	5,4	280,6	28,3	82,9	12,9	0,3	0,4	0,1
Abrigada	456,7	10,5	63,3	32,4	230,6	34,0	71,7	8,6	0,2	0,5	0,4
Almoster	638,7	10,0	33,6	12,1	411,1	17,4	131,4	10,6	0,1	0,1	0,3
Almoster	719,8	8,8	69,4	22,7	418,5	37,5	141,8	7,4	0,1	0,3	0,2
Pernes	919,3	16,4	78,1	5,8	567,3	82,3	128,3	22,4	0,3	0,2	0,1

QUADRO 4.28

Fluxo de orientação N-S entre Pernes e Vila Nova da Rainha

(mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Milhariços	143,8	19,2	23,5	20,7	40,9	15,8	7,9	2,4	0,5	1,0	0,7
Juncal	276,9	14,3	50,5	21,2	103,7	27,6	36,9	7,5	0,3	0,8	0,3
Vale de Estacas	314,4	23,7	47,9	6,8	154,9	44,5	28,3	4,5	0,3	0,5	0,1
Abitureiras	359,3	13,9	43,8	8,9	192,2	24,6	53,3	8,3	0,3	0,4	0,2
Sobral	523,9	21,3	70,3	11,9	285,5	67,0	42,7	18,9	0,7	0,4	0,1
Vale da Pedra	592,4	4,7	104,4	82,8	217,2	168,6	9,6	5,1	0,9	0,8	0,6

Afastamentos à composição característica do Miocénico aparecem na região do Cartaxo, em locais cortados por falhas de orientação NW-SE que passam por Rio Maior, águas cloretadas sódicas, com teores de cloreto que podem atingir os 121 mg/l. Este fenómeno modificador não pode ser atribuído obviamente a intrusão marinha, quer pela distância ao mar do local onde aparecem as águas, quer pela baixa relação Cl⁻/HCO₃⁻, mas sim a misturas com águas salinas semelhantes às que aparecem em Rio Maior (Quadro 4. 29)

QUADRO 4. 29

Influência das água salinas de Rio Maior sobre as águas subterrâneas na região do Cartaxo

(mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Rio Maior	1013,9	17,1	417,0	62,3	115,9	277,5	17,3	39,8	3,8	6,2	0,1
Pontével	848,7	13,2	208,4	60,4	311,1	109,0	117,1	17,5	0,3	1,2	0,2
Alcoentre	779,8	19,1	175,4	105,9	247,1	156,0	63,9	0,1	3,2	4,1	4,9
Cartaxo	728,8	17,6	105,5	20,3	378,2	58,0	125,1	11,7	0,2	0,5	0,1
Setil	643,7	11,5	121,4	99,1	221,4	160,0	23,4	1,6	0,1	0,9	0,6
Cartaxo	570,8	8,2	107,9	56,1	232,4	119,0	34,4	8,6	0,4	0,8	0,4

No Plisto-Holocénico, contrariando a normalidade, as águas subsuperficiais de poços e furos, em zonas agrícolas regadas por águas subterrâneas, exibem maior mineralização do que as de aquíferos mais

profundos, captados na mesma região, em especial no que se refere aos teores de sulfatos, cloretos, bicarbonatos e cálcio, facto explicável através da reutilização sistemática das águas subterrâneas (Quadro 4. 30).

QUADRO 4. 30

Qualidade das águas no Plisto-Holocénico (mg/l, relações: meq/l)

Inversão da salinidade por efeitos da rega

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Golegã	919,3	16,4	78,1	5,8	567,3	82,3	128,3	22,4	0,3	0,2	0,05
Lezírias	846,7	14,2	28,4	41,2	536,8	27,6	158,7	19,0	0,2	0,09	1,1
Mouchão do Alfange	779,1	10,4	46,2	88,1	402,6	59,3	121,9	14,1	0,2	0,2	1,4
Pernes	627,6	10,1	32,0	55,2	359,9	26,4	117,0	13,6	0,2	0,2	1,3
Chamusca	500,4	8,8	46,2	197,9	107,4	41,6	72	22,4	0,5	0,7	3,2
Salvaterra	398,6	28,0	56,8	58,4	103,7	46,4	44,1	6,3	0,2	0,9	0,8

Ligações rio/aquífero só são notadas ao nível do aluvião, a montante de Santarém, onde encontramos águas quimicamente semelhantes no conteúdo de sulfato e magnésio.

O rio, até Vila Franca de Xira fora do alcance das marés, mostra certa constância na sua composição, situação típica dos de grande caudal (Quadro 4. 31). Porém, a mineralização das águas diminui entre Santarém e Vila Franca de Xira, denunciando chegadas ao rio, onde se misturam, de águas menos mineralizadas, com origem nas duas margens do Tejo.

QUADRO 4. 31

Qualidade das águas do rio Tejo (mg/l, relações: meq/l)

	MIN	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	Mg/Ca	Cl/HCO ₃	SO ₄ /Cl
Golegã	233,1	5,1	28,8	55,0	82,4	24,0	27,9	7,1	0,4	0,7	1,4
Constância	232,9	4,9	22,4	48,8	86,6	29,6	27,7	7,4	0,4	0,4	1,6
Muge	237,1	2,9	27,5	62,4	76,3	24,0	29,0	8,2	0,5	0,6	1,7
Santarém	238,0	2,9	26,8	60,8	79,3	24,0	29,0	8,5	0,5	0,6	1,7
Carregado	224,5	2,4	30,3	55,7	86,6	31,0	5,7	5,3	0,5	0,6	1,4
Vila Franca	915,0	2,4	405,7	128,4	32,3	260,0	37,4	35,8	1,6	7,5	0,2

Mediante a actuação conjugada de fenómenos diversos na zona do estudo, que determinam a qualidade final das águas subterrâneas, as relações entre iões dissolvidos nas águas analisadas não se mostraram de grande utilidade nem clareza, no processo de reconhecimento hidrogeológico. Tal resulta do modelo hidrogeológico definido no Cenozóico do Baixo Tejo, de sistema aquífero aberto complexo, com recargas em toda a extensão da bacia sedimentar, caracterizado por grande anisotropia e por misturas frequentes entre águas de diferentes aquíferos.

Apesar da associação das águas subterrâneas do Baixo Tejo em grupos, baseada nos diagramas de Stiff, a sua classificação iónica, segundo Piper, varia pouco; são predominantemente águas bicarbonatadas sódicas e/ou cálcicas, com excepção para as zonas de recarga não calcárias, que, por aí exibirem menor mineralização, podem cair no grupo cloretado/sódico. Próximo dos estuários dos rios Tejo e Sado aparecem fácies hidroquímicas relacionadas com invasão marinha, classificando-se as águas, nestas zonas, de cloretadas sódicas.

Igualmente cloretadas sódicas, são as águas que aparecem na Bacia como resultado da mistura com as de circulação pelos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo, respectivamente, nas regiões do Cartaxo e do Poceirão.

Contudo, a dispersão na distribuição dos pontos pelas áreas do diagrama é grande (Fig. 4.12), resultado da ausência de fronteiras nítidas entre os aquíferos, da anisotropia, da heterogeneidade e da mistura de águas de diferentes proveniências.

As do Pliocénico variam entre bicarbonatas e/ou cloretadas sódicas, as do Miocénico são predominantemente, águas bicarbonatadas cálcicas, mas podem exibir variações, consoante o local, entre bicarbonatadas sódicas e cloretadas sódicas ou cálcicas.

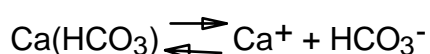
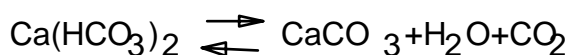
No Plisto-Holocénico captam-se águas com fácies química muito semelhante à do Miocénico. São maioritariamente bicarbonatadas cálcicas com passagens a cloretadas cálcicas.

4.6.6. COMPOSIÇÃO FÍSICO-QUÍMICA DAS ÁGUAS

a) MIOCÉNICO

A composição litológica do Miocénico confere às águas características físico-químicas particulares. De facto, os grés carbonatados com intercalações

calcárias sofrem uma fácil dissolução de alguns iões que entram na sua composição, designadamente do bicarbonato de cálcio e do magnésio, pelas águas carregadas de dióxido de carbono livre e ácidos húmicos. A reacção que traduz a solubilidade da calcite, e semelhantemente da dolomite, é indicada a seguir, e dela resulta o enriquecimento das águas subterrâneas em bicarbonato solúvel.



As variações laterais e verticais de fácies litológica levam ao surgimento de grande diversidade físico-química de águas subterrâneas nesta região. Associado ao Miocénico carbonatado (Calcários de Freiria, Almoester e Santarém) ocorrem águas bicarbonatadas cálcicas, pouco profundas, tendo em conta os baixos teores de sílica (entre 5 mg/l e 20 mg/l), de mineralização entre os 300 mg/l e 800 mg/l, dureza e relações $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ típicas de terrenos calcários (Quadro 4. 32)

Esta diferença e diversidade é acentuada pelo regime de fluxos locais que aí se estabelece, normalmente de pequena extensão e altas velocidades de escoamento transversais ao percurso do rio.

QUADRO 4. 32

Qualidade da água no Miocénico de fácies carbonatada

	ANÁLISES	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA
Temperatura	8	16,2	18,9	17,8	18,0
pH	19	6,9	7,9	7,3	7,3
Mineralização (mg/l)	19	343,0	838,0	635,2	638,7
Resíduo seco 180° C (mg/l)	19	264,2	550,0	443,6	438,4
Sílica (mg/l)	19	4,0	37,4	15,1	12,2
Dureza (° F)	19	17,1	42,9	29,3	30,8
Cloreto (mg/l)	19	31,2	159,8	55,6	51,1
Sulfato (mg/l)	19	5,4	88,1	30,7	22,7
Bicarbonato (mg/l)	19	183,0	500,2	373,0	366,0
Nitrato (mg/l)	17	0,3	10,4	6,3	7,0
Sódio (mg/l)	19	11,0	60,5	39,6	40,5
Potássio (mg/l)	13	0,8	11,5	4,3	4,5
Cálcio (mg/l)	19	45,6	146,2	97,9	111,2
Magnésio (mg/l)	19	5,1	19,0	11,8	11,8

Os arenitos do Miocénico inferior e médio constituem aquífero com águas bicarbonatadas sódicas e/ou cálcicas, de mineralização a variar entre 140 mg/l (na recarga) e 590 mg/l (na descarga) e a sílica entre 5 mg/l e 24 mg/l (Quadro 4.33).

QUADRO 4. 33

Qualidade da água no Miocénico de fácies detritica

	ANÁLISES	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA
Profundidade (m)	2	156,0	369,0	262,5	262,5
Temperatura	12	18,4	23,7	20,6	20,5
pH	20	6,2	8,4	7,4	7,4
Mineralização (mg/l)	20	143,8	592,4	306,7	291,9
Resíduo seco 180 ^o C (mg/l)	20	136,0	498,8	244,4	228,2
Sílica (mg/l)	20	4,7	23,8	14,5	13,6
Dureza (° F)	20	2,9	18,4	10,7	10,3
Cloreto (mg/l)	20	19,8	104,4	45,3	45,0
Sulfato (mg/l)	20	2,9	82,8	11,9	6,8
Bicarbonato (mg/l)	20	40,9	285,5	151,1	154,3
Nitrato (mg/l)	17	0,4	12,4	3,1	1,6
Sódio (mg/l)	20	10,0	168,6	37,6	29,1
Potássio (mg/l)	18	0,8	8,0	4,5	4,2
Cálcio (mg/l)	20	7,9	53,3	33,5	35,4
Magnésio (mg/l)	20	1,3	18,9	5,8	5,0

As águas captadas no Miocénico carbonatado da península de Setúbal exibem composição físico-química semelhante à mostrada pelas águas do Miocénico médio e superior do Ribatejo, facto que lhe advém da identidade litológica existente entre ambos. Aqui, como a recarga situada nos afloramentos que ladeiam a Bacia, no limite sul com a serra da Arrábida e a Bacia do Sado (Alvalade) e, ainda, através das areias pliocénicas, um eixo de fluxo encaminha-se de sul para norte, para a região de Seixal e Montijo, no sentido do estuário do Tejo, e um outro junto a Setúbal e Águas de Moura dirige-se de norte para sul, para o estuário do Sado.

A julgar pelos teores em sílica (7,5 mg/l e 33 mg/l) e mineralização (297 mg/l a 628 mg/l) este aquífero varia entre superficial (na recarga) a profundo (no vale) (Quadro 4. 34).

QUADRO 4. 34

Qualidade da água no Miocénico de Setúbal

	ANÁLISES	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA
Temperatura	2	16,3	18,4	17,4	17,4
pH	6	6,9	7,9	7,3	7,2
Mineralização (mg/l)	6	297,3	627,6	422,9	374,9
Resíduo seco 180° C (mg/l)	6	214,0	436,2	302,6	282,4
Sílica (mg/l)	6	7,5	32,6	20,5	19,7
Dureza (° F)	6	14,2	33,2	20,5	18,4
Cloreto (mg/l)	6	22,0	65,4	40,6	40,8
Sulfato (mg/l)	6	5,0	44,7	19,0	17,0
Bicarbonato (mg/l)	6	170,8	344,0	236,4	200,7
Nitrato (mg/l)	4	1,5	14,0	7,6	7,4
Sódio (mg/l)	6	7,1	53,8	27,3	25,8
Potássio (mg/l)	2	1,0	3,8	2,4	2,4
Cálcio (mg/l)	6	29,2	113,6	59,8	53,3
Magnésio (mg/l)	6	4,9	32	16,1	14,3

b) PLIOCÉNICO

As águas do Pliocénico (margem esquerda do Tejo), como era esperado, são pouco mineralizadas, em face do tipo de depósitos arenosos que ocorrem na bacia. A mineralização média da água desta unidade estratigráfica ronda os 179 mg/l, podendo atingir máximos superiores a 280 mg/l (3 vezes a mineralização na recarga) se forem longos os tempos de residência no aquífero.

Admite-se que a profundidade do aquífero seja grande, dada a concentração de sílica presente (pode atingir 73 mg/l) no momento da descarga. e a temperatura seja frequentemente superior a 20° C (27° C).

Caracterizam-se por serem águas pouco duras, com baixos teores de bicarbonato, cálcio, sódio e magnésio e com reduzida presença de sulfato, que pode atingir mínimos de 0,3 mg/l (Quadro 4. 34). Baixos teores de sulfatos são suspeitos de ocorrência de fenómenos de redução, frequentes a grandes profundidades ou em solos ricos de matéria orgânica, propícios ao desenvolvimento de bactérias anaeróbias redutoras de sulfatos e nitratos.

As águas do Pliocénico apresentam baixa mineralização, dureza e teores de cloretos, sulfatos, bicarbonatos, sódio e potássio (Quadro 4. 35).

QUADRO 4. 35
Qualidade da água no Pliocénico

	ANÁLISES	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA
Profundidade (m)	106	14	369	143,3	113,5
Temperatura	42	11,2	27,4	19,4	19,4
pH	80	5,1	7,9	6,5	6,5
Mineralização (mg/l)	83	81,9	286,7	179,2	181,2
Resíduo seco 180 ^o C (mg/l)	82	64	249,2	142,9	138,1
Sílica (mg/l)	83	6,2	73,2	32,8	29,0
Dureza (° F)	83	0,6	10,3	3,2	2,9
Cloreto (mg/l)	83	14,3	63,9	33,4	31,2
Sulfato (mg/l)	83	0,3	26,4	5,9	4,6
Bicarbonato (mg/l)	83	12,2	141,5	66,0	59,1
Nitrato (mg/l)	73	0	11,3	2,8	1,9
Sódio (mg/l)	83	10	66,9	27,7	23,2
Potássio (mg/l)	71	0,6	8,0	2,0	2,2
Cálcio (mg/l)	83	0,8	16,5	6,3	5,9
Magnésio (mg/l)	83	0,7	17,8	4,1	3,8

A representação gráfica da mineralização vs profundidade (Fig. 4. 13) mostra não haver correlação entre as variáveis. Vê-se uma nuvem de pontos situados entre os 100 m e os 150 m de profundidade, que equivale, sensivelmente, à profundidade média do Pliocénico, à qual corresponde uma mineralização variável entre os 100 mg/l e os 350 mg/l. Tal dispersão de pontos (com tendência para alinhamento vertical) resulta de termos tratado indistintamente as zonas de recarga e descarga, onde a evolução da qualidade da água, em profundidade, segue leis diferentes.

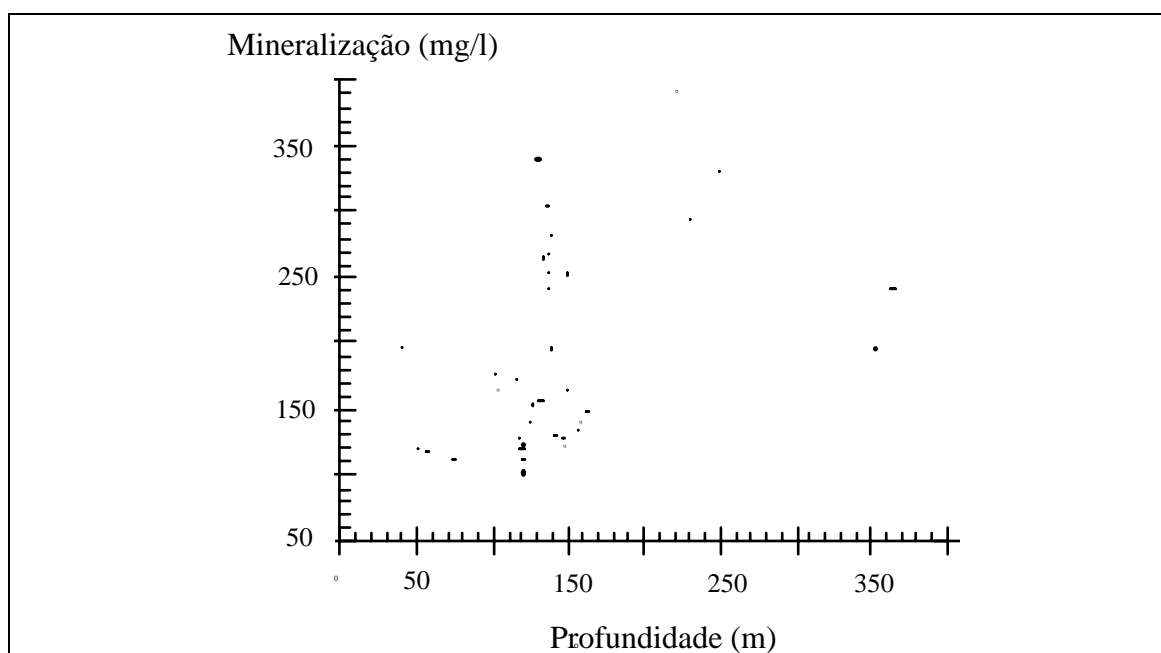


Fig. 4. 13 - Variação da mineralização com a profundidade.

c) MIO-PLIOCÉNICO

Com todos os inconvenientes que daí advêm é comum, na Bacia do Tejo, aproveitarem-se todos os níveis produtivos a partir da superfície do solo, com o convencimento de que se aumenta o rendimento das captações. Nestas condições, quando os furos atingem grandes profundidades, é frequente a exploração simultânea de níveis produtivos com diferentes características hidráulicas e composição físico-química das águas.

A pequena espessura do Pliocénico, em algumas zonas, como Setúbal, o receio de insucesso na pretensão de extrair grandes volumes, a ligação hidráulica entre os aquíferos poderão estar na causa desta exploração irracional que já levou à salinização das águas, por intrusão marinha em alguns furos, na Mitrena.

A enorme quantidade de casos nestas circunstâncias justifica a análise, em separado, do efeito da mistura sobre a qualidade da água resultante (Quadro 4. 36).

QUADRO 4. 36

Qualidade da água no Mio-Pliocénico

	ANÁLISES	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA
Profundidade (m)	10	101	290	192,4	190
Temperatura	9	14,5	20,6	17,4	17,1
pH	35	5,7	8,1	7,3	7,5
Mineralização (mg/l)	34	119,6	392	246,4	247,7
Resíduo seco 180 ^o C (mg/l)	35	111,2	321,6	191,3	187,2
Sílica (mg/l)	35	4,8	31,0	17,4	16,8
Dureza (° F)	35	1,7	16,7	9,0	9,5
Cloreto (mg/l)	35	23,4	83,1	35,5	29,1
Sulfato (mg/l)	35	0,3	31,9	11,2	13,0
Bicarbonato (mg/l)	35	34,2	214,7	116,6	126,8
Nitrato (mg/l)	17	1,0	9,4	4,5	4,3
Sódio (mg/l)	35	17,9	82,8	27,9	24,0
Potássio (mg/l)	15	1,0	17,4	3,6	2,4
Cálcio (mg/l)	35	3,5	52,5	25,3	25,2
Magnésio (mg/l)	35	1,5	13,9	6,9	5,8

Como resultado, aparecem águas com mineralizações, durezas e composições iónicas intermédias, entre os valores médios do Miocénico e do Pliocénico.

d) PLISTO-HOLOCÉNICO

As águas dos depósitos plisto-holocénicos são medianamente mineralizadas, com teores de sulfatos acima das médias encontradas para o Pliocénico e para o Miocénico.

A actividade agrícola intensiva, praticada nos depósitos superficiais, e a localização preferencial de indústrias ao longo do estuário do Tejo podem explicar o aumento na concentração de sulfatos que aí se verifica.

Em áreas de cultivo intensivo, regadas por águas subterrâneas, os excedentes da rega que atingem o aquífero são cada vez mais mineralizadas em virtude da repetida utilização da água, destacando-se nestes casos as altas concentrações de cloretos, bicarbonatos e nitratos. A agravar o fenómeno, a adição de fertilizantes e pesticidas ricos em compostos azotados e sulfatados.

As águas exibem composição físico-química intermédia entre as do Pliocénico e do Miocénico (Quadro 4. 37), porém, com teores de bicarbonatos acima do previsível. Se admitirmos que a única fonte de bicarbonato dissolvido na água resulta da dissolução da rocha por onde circula, estes teores são elevados quando confrontados com a litologia. Trata-se essencialmente de cascalheiras, lodos e argilas, pobres em carbonatos de cálcio e/ou magnésio.

Assim, é muito provável que parte da recarga do Plisto-Holocénico resulte da descarga natural dos aquíferos profundos miocénicos e pliocénicos, não sendo também de excluir a acção do homem através da rega, nos processos agrícolas.

QUADRO 4. 37

Qualidade da água no Plisto-Holocénico

	ANÁLISES	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA	MEDIANA
pH	49	6,3	8,2	6,9	7,1
Mineralização (mg/l)	49	184	1062,2	420,6	352
Resíduo seco 180° C (mg/l)	49	186,4	948,4	431,6	418,1
Sílica (mg/l)	49	7,2	32,6	20,2	23,0
Dureza (° F)	49	2,5	53,2	19,5	14,6
Cloreto (mg/l)	49	21,3	284	50,5	45,5
Sulfato (mg/l)	49	3,6	170	49,5	34,5
Bicarbonato (mg/l)	49	34,2	536,8	177,4	128,1
Nitrato (mg/l)	49	0	127,3	9,6	3,0
Sódio (mg/l)	49	15,2	189,1	52,5	42,6
Potássio (mg/l)	49	10,5	27,8	19,4	20,0
Cálcio (mg/l)	49	4	169,9	56,1	39,7
Magnésio (mg/l)	49	3,5	28,7	12,1	12,7

4.6.7. ANÁLISE COMPARATIVA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO CENOZÓICO DO BAIXO TEJO

Os gráficos seguintes comparam a evolução dos parâmetros físico-químicos mais significativos das águas subterrâneas do cenozóico do Baixo Tejo.

Em todos os parâmetros analisados, no primeiro gráfico faz-se a comparação das águas captadas em poços, furos e nascentes, situados no Miocénico gresoso (margem direita), no Miocénico carbonatado (margem direita e esquerda), no Mio-Pliocénico (margem esquerda), no Pliocénico (margem esquerda) e no Plisto-Holocénico. No segundo gráfico, comparam-se as mesmas águas com outras características de situações anómalas relacionadas com a influência de diapiros de sal-gema no enquadramento do modelo hidrogeológico definido na Bacia e, ainda, com as águas do rio Tejo.

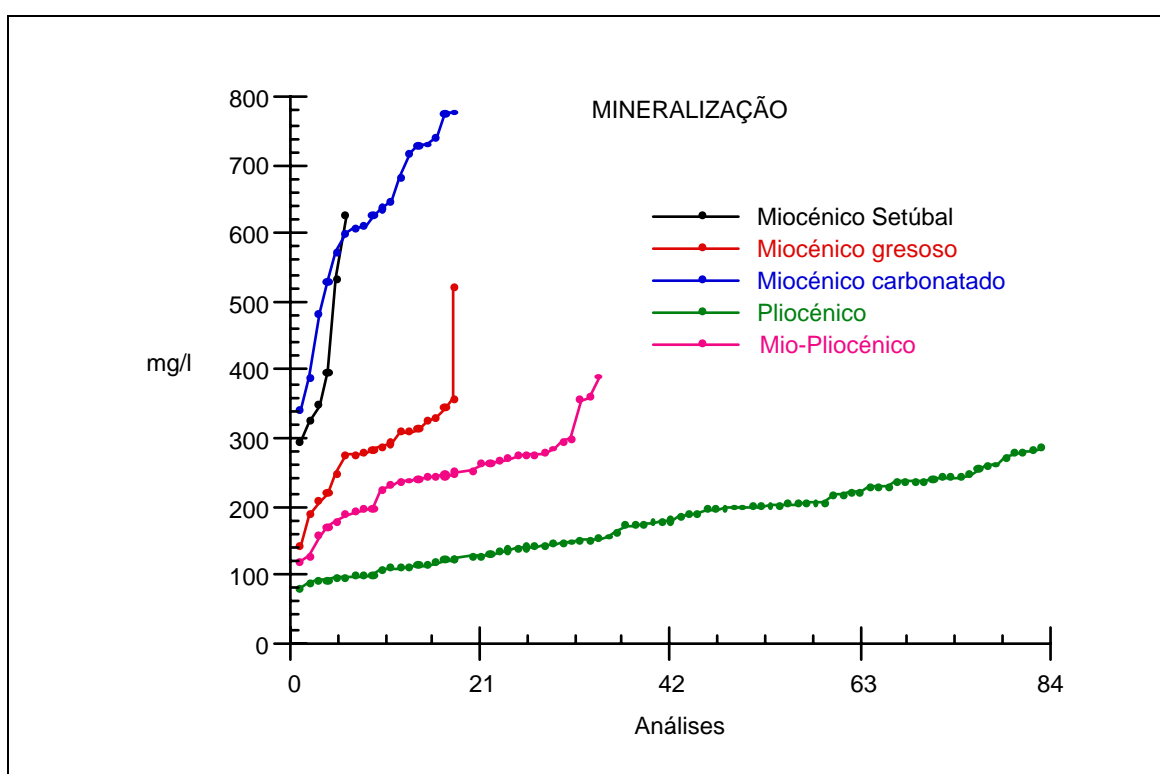


Fig. 4. 14 - Mineralização das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

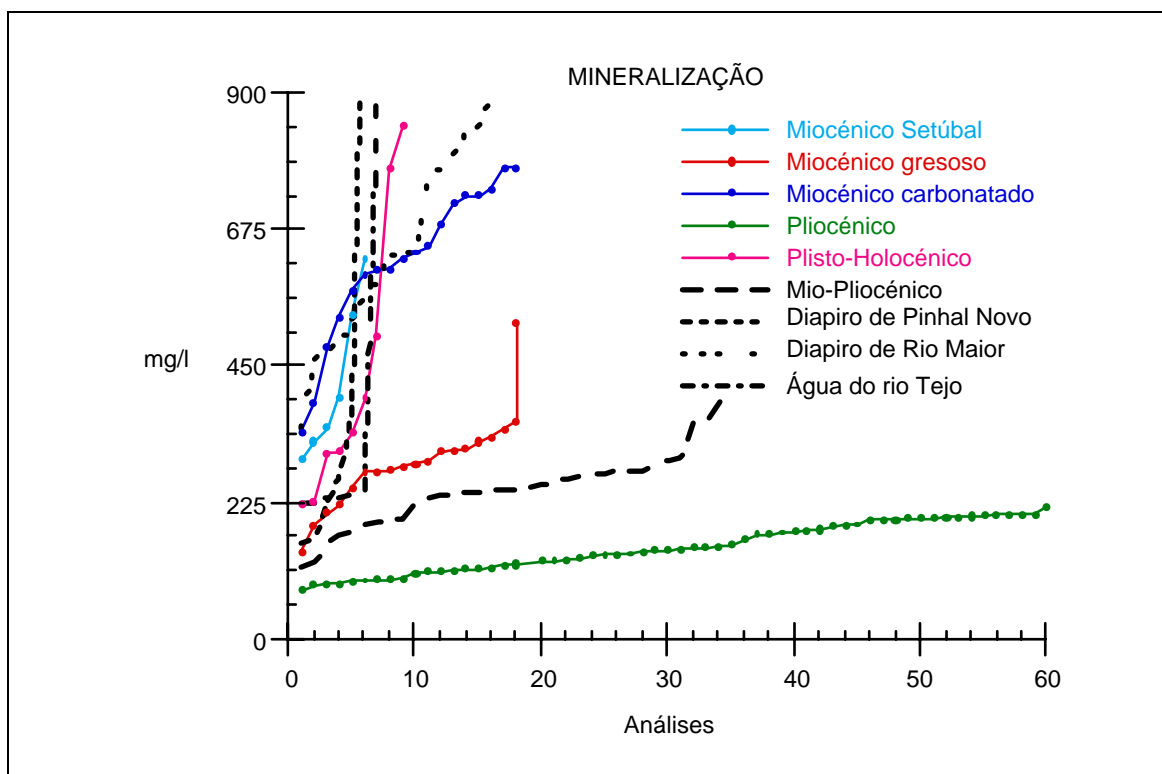


Fig. 4. 15 - Comparação da mineralização das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas quanto à mineralização, relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com as águas do rio Tejo.

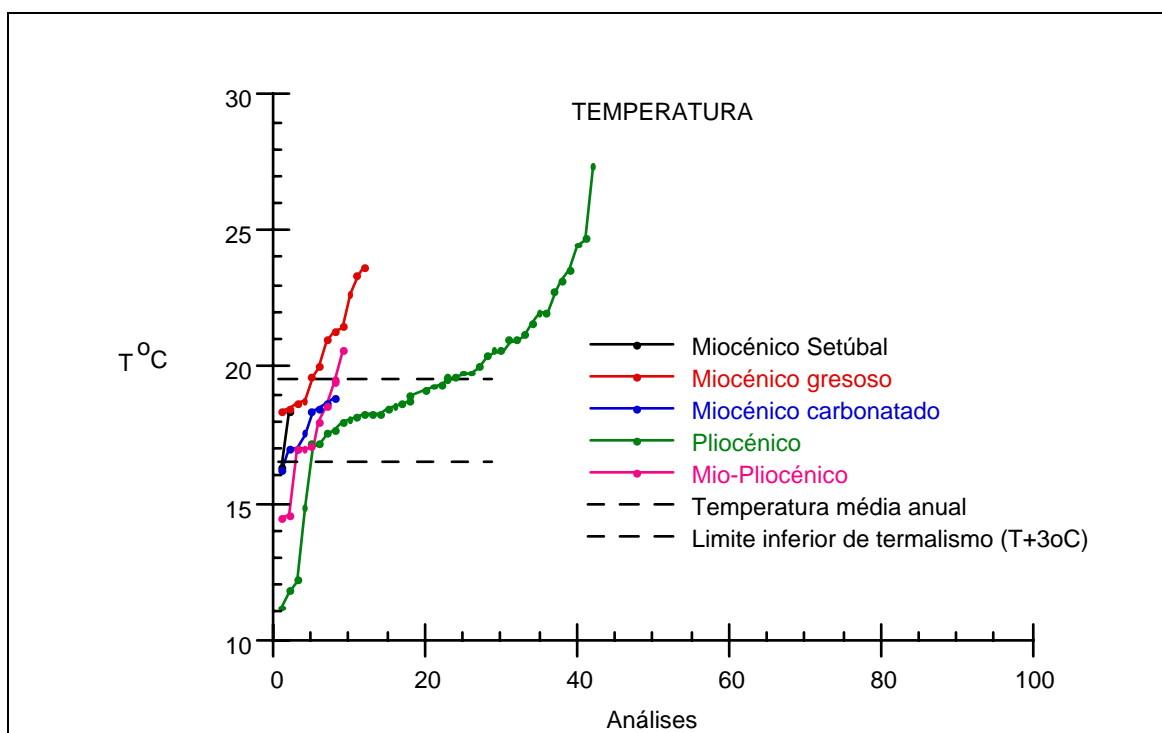


Fig. 4. 16 - Temperatura das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico. Comparação com a temperatura média anual.

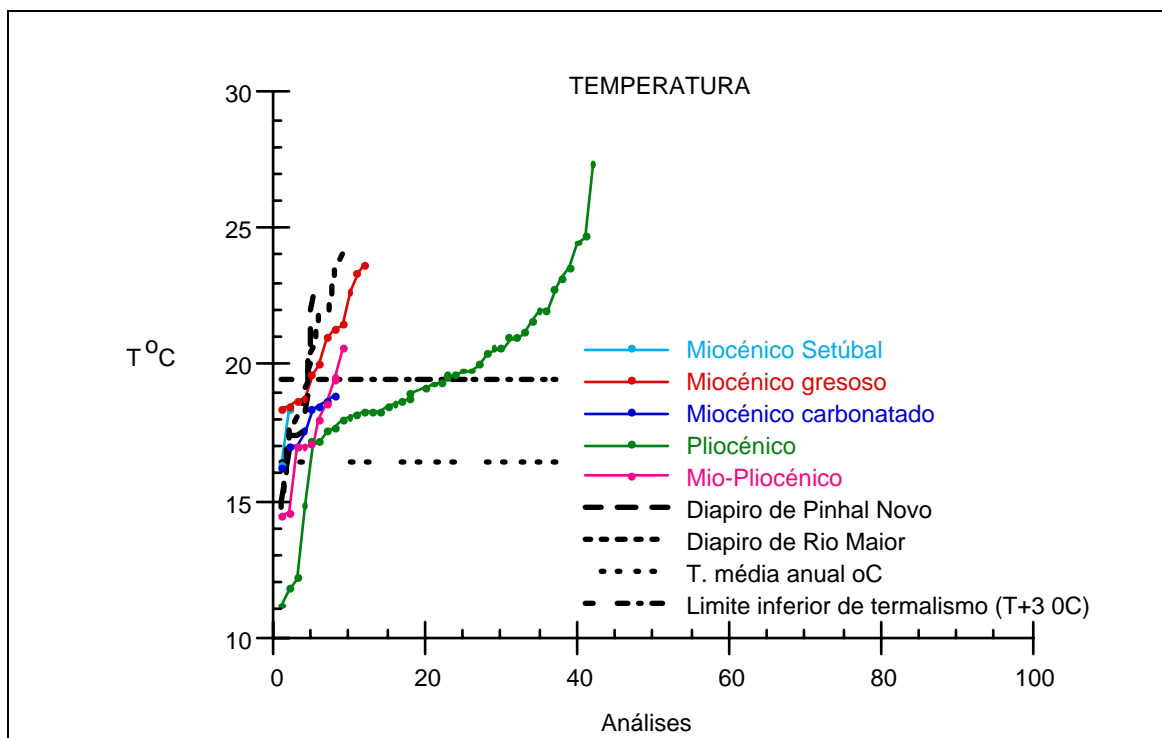


Fig. 4. 17 - Comparação da temperatura das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com a temperatura de águas anômalas do ponto de vista químico, relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a temperatura média anual.

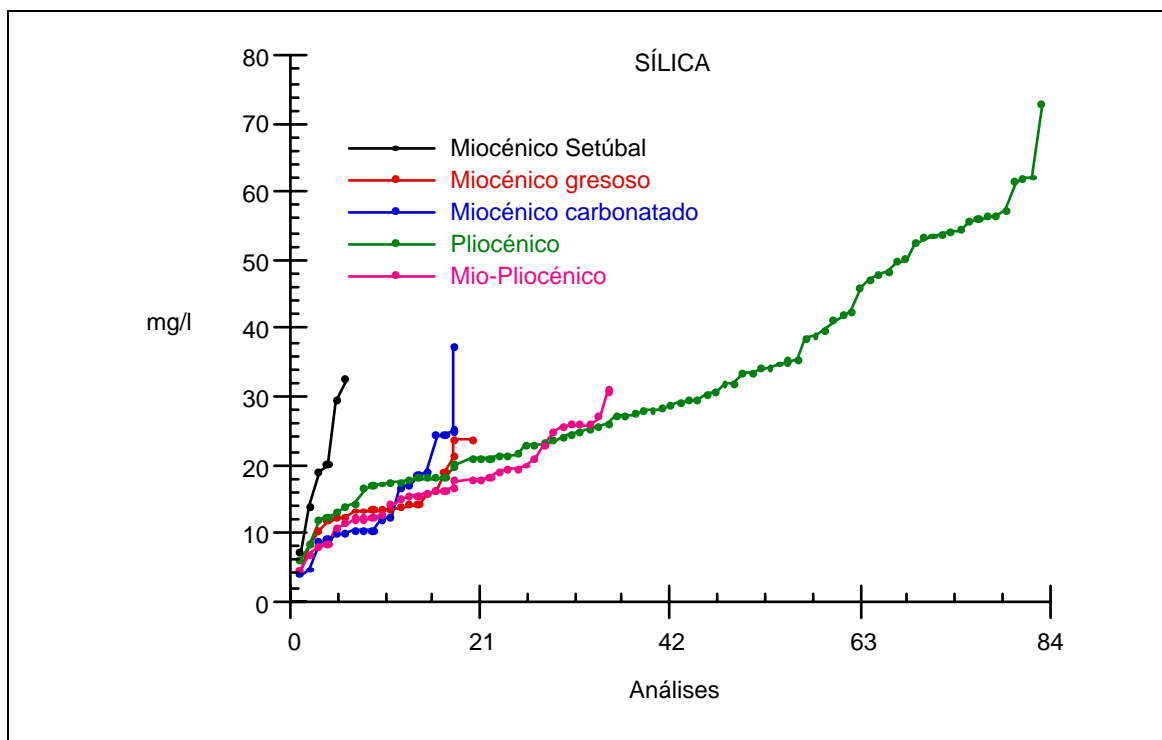


Fig. 4. 18 - Concentração de sílica nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

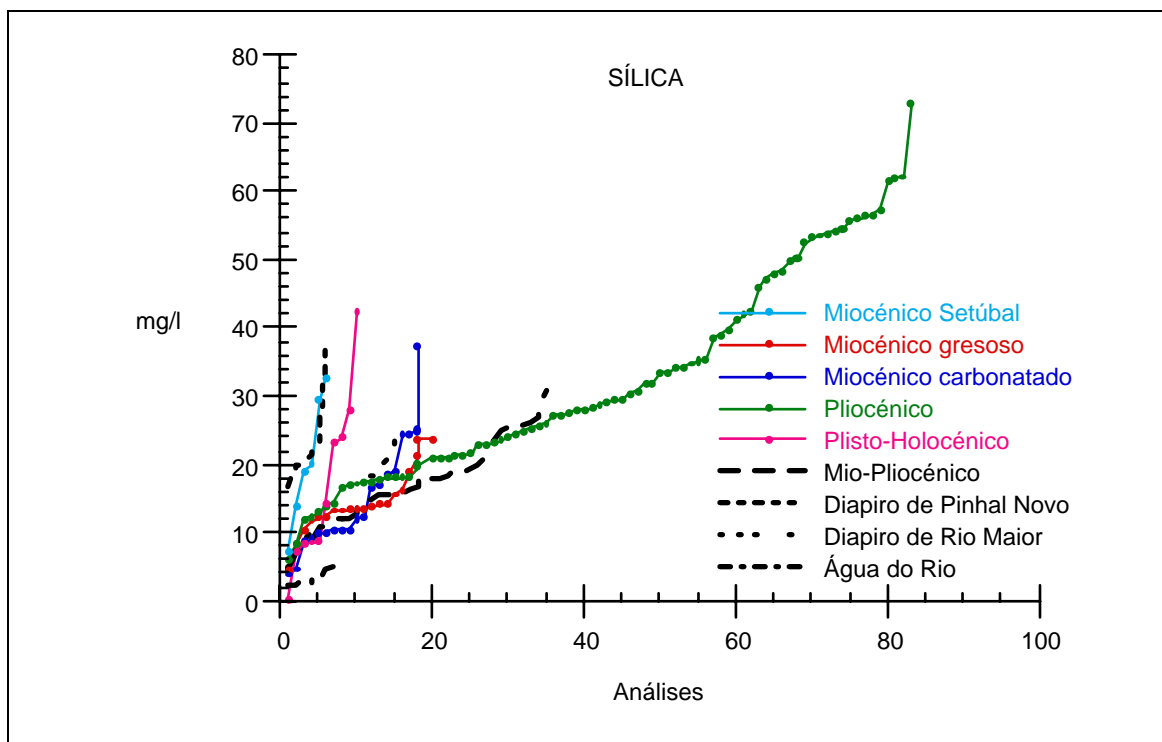


Fig. 4. 19 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diairos de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo, quanto à concentração de sílica.

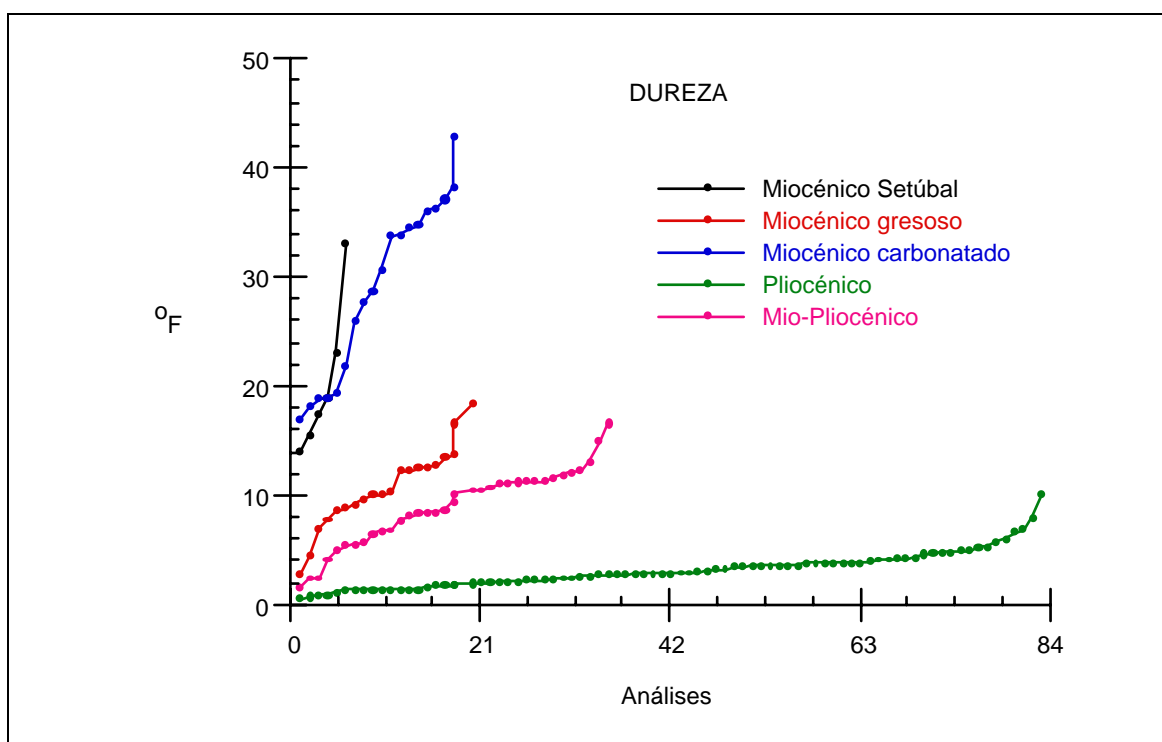


Fig. 4. 20 - Dureza das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

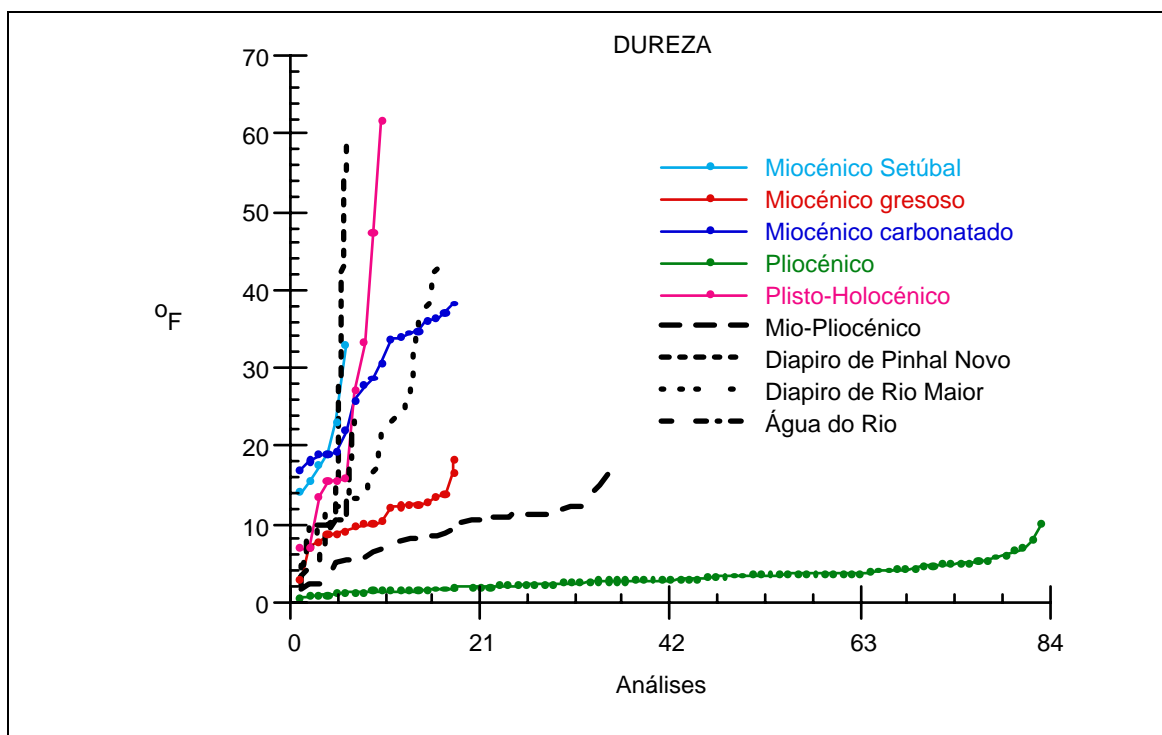


Fig. 4. 21 - Comparação da dureza das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo.

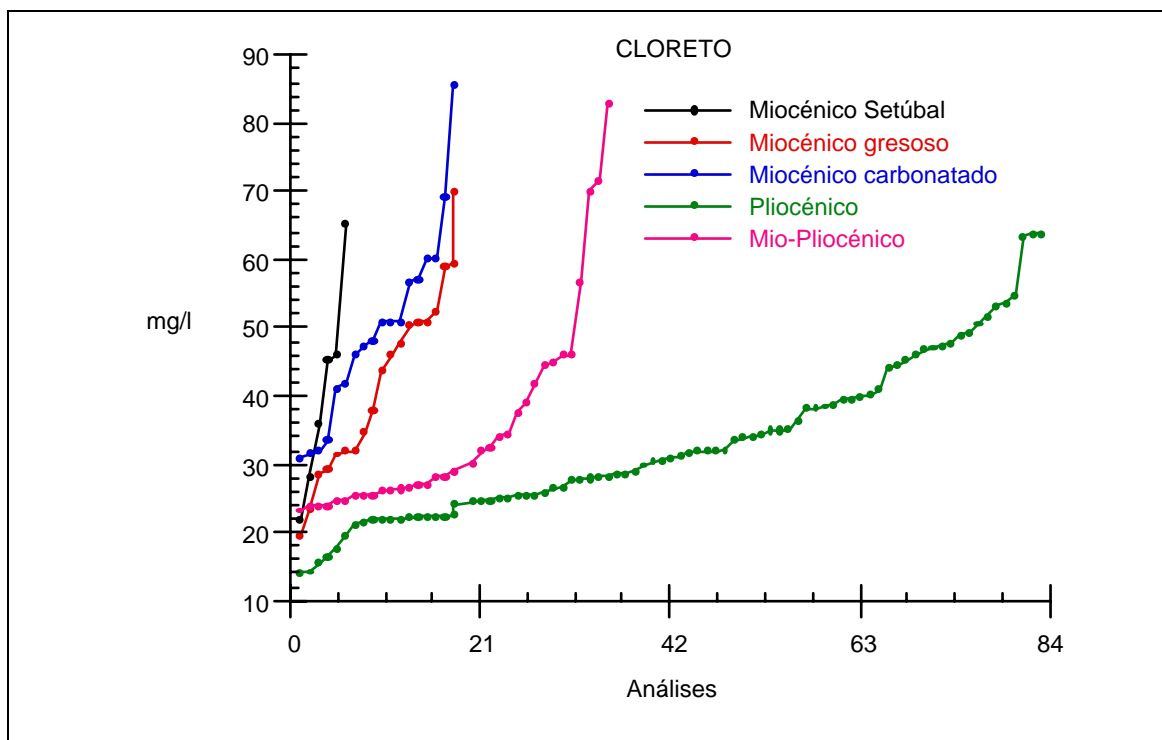


Fig. 4. 22 - Concentração de cloreto nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

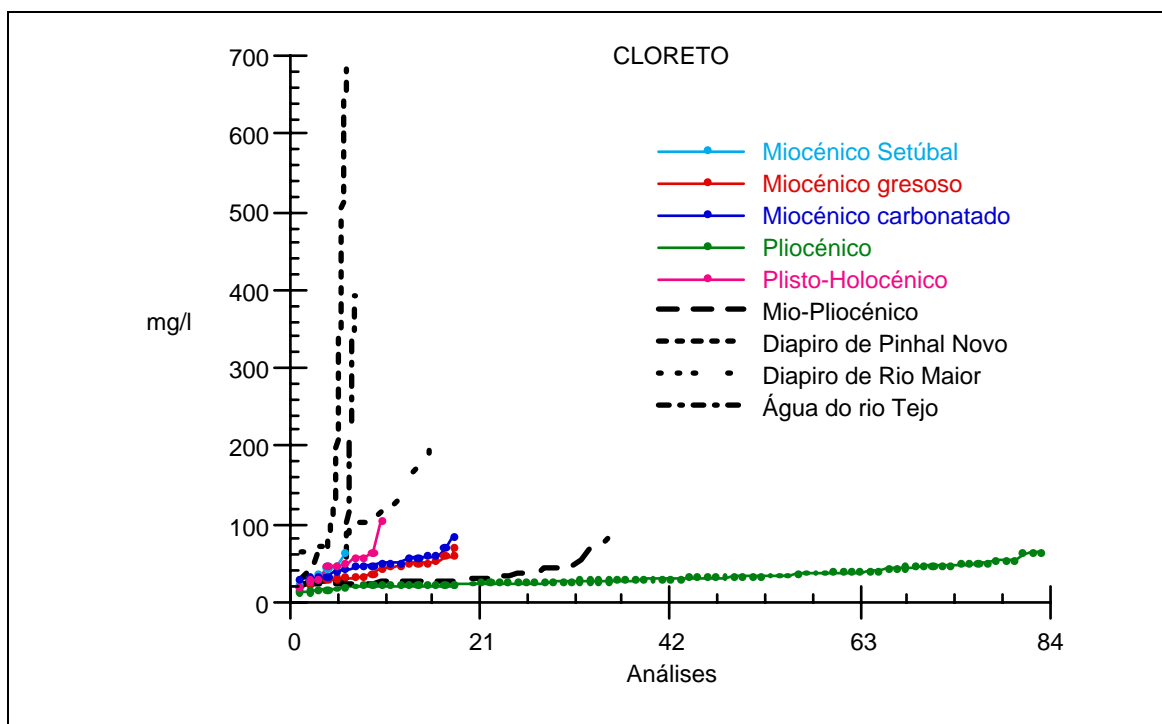


Fig. 4. 23 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo quanto à concentração de cloreto.

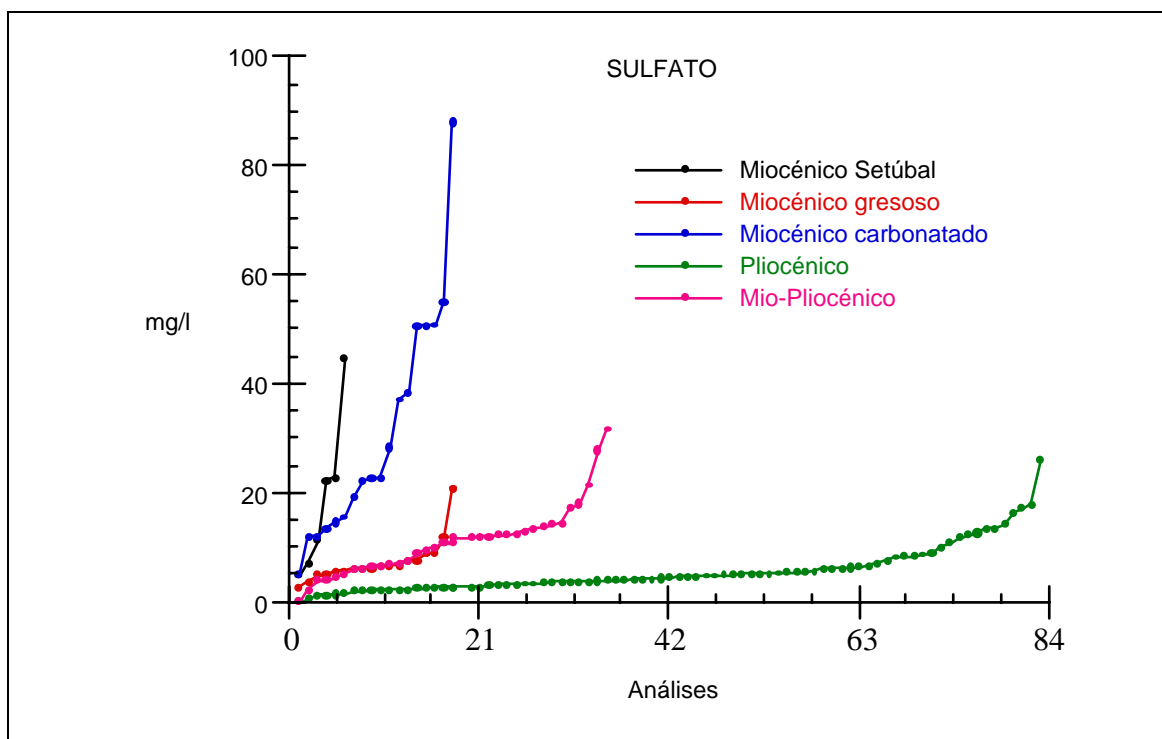


Fig. 4. 24 - Concentração de sulfato nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

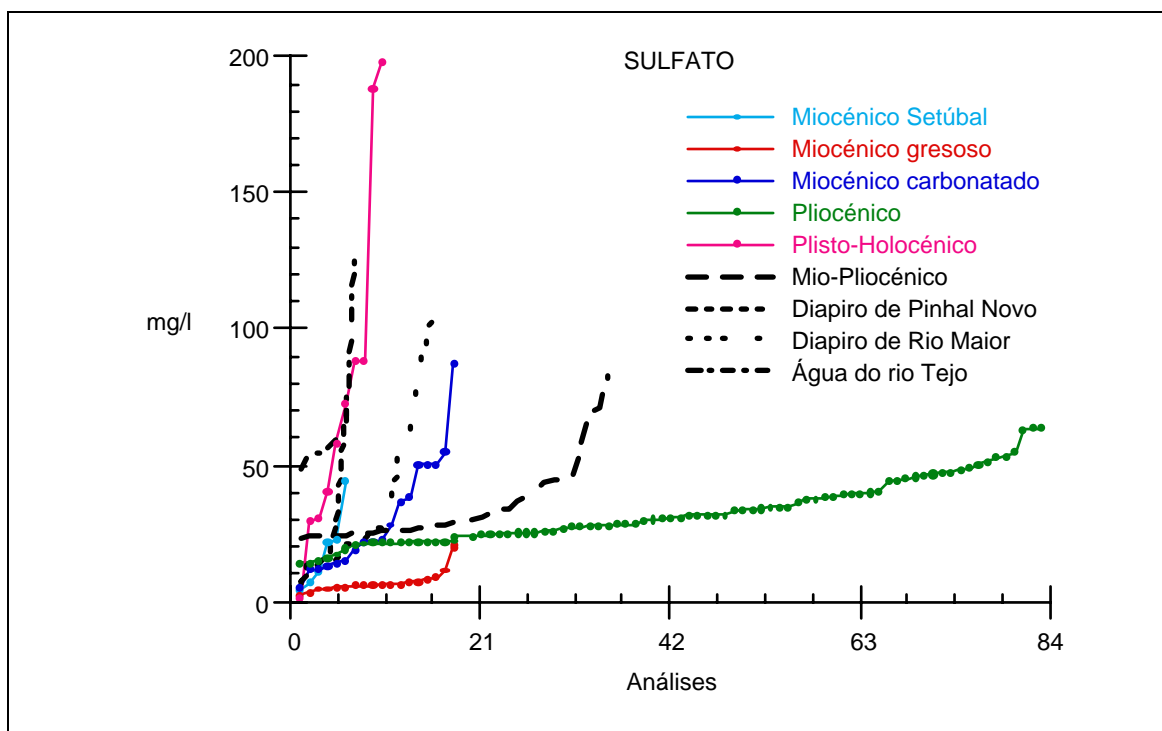


Fig. 4. 25 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo quanto à concentração de sulfato.

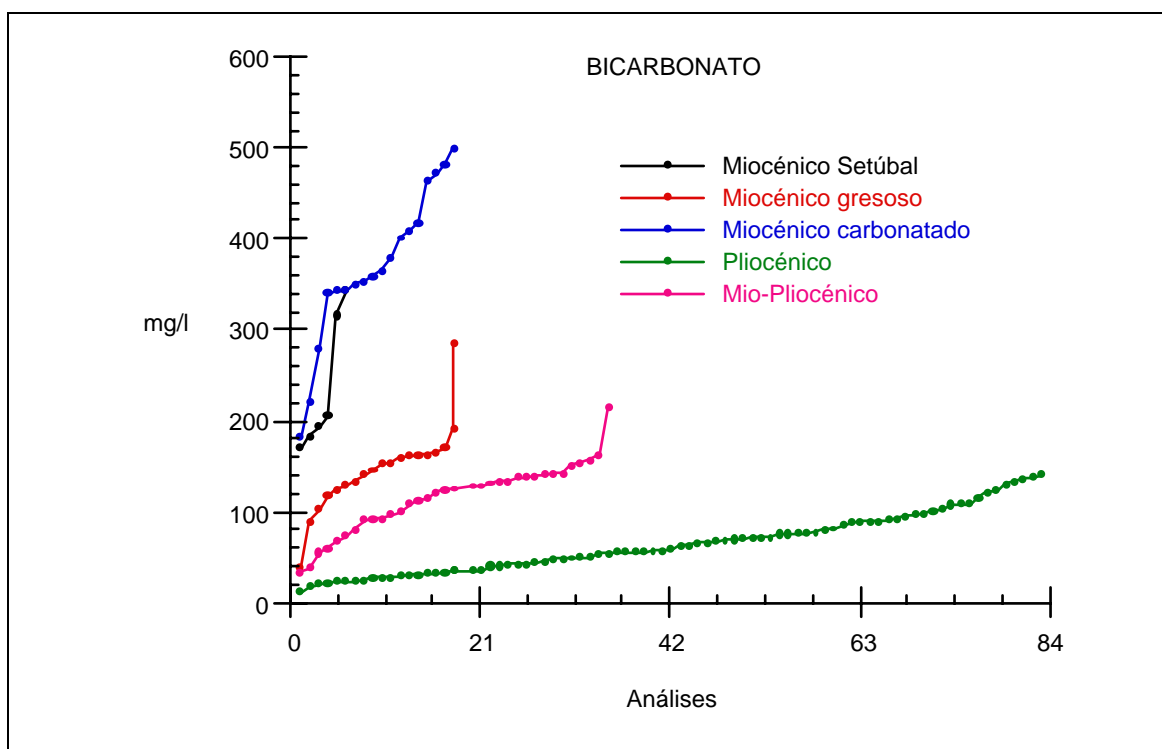


Fig. 4. 26 - Concentração de bicarbonato nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

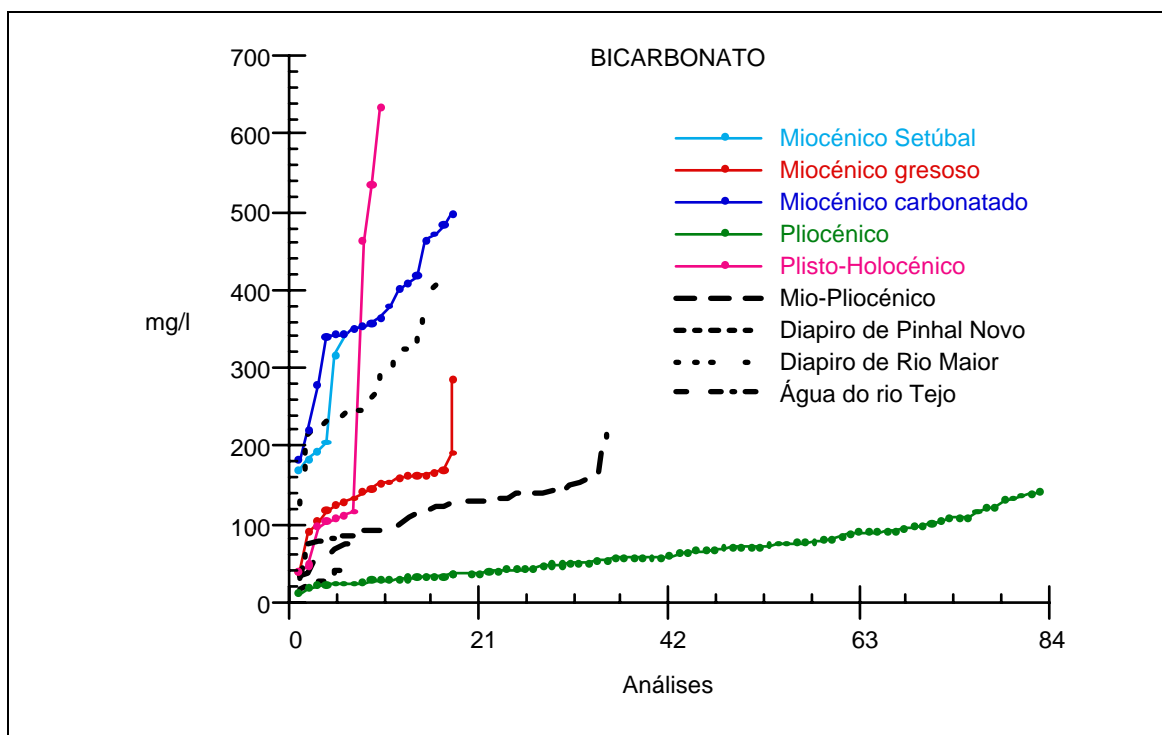


Fig. 4. 27 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo quanto à concentração de bicarbonato.

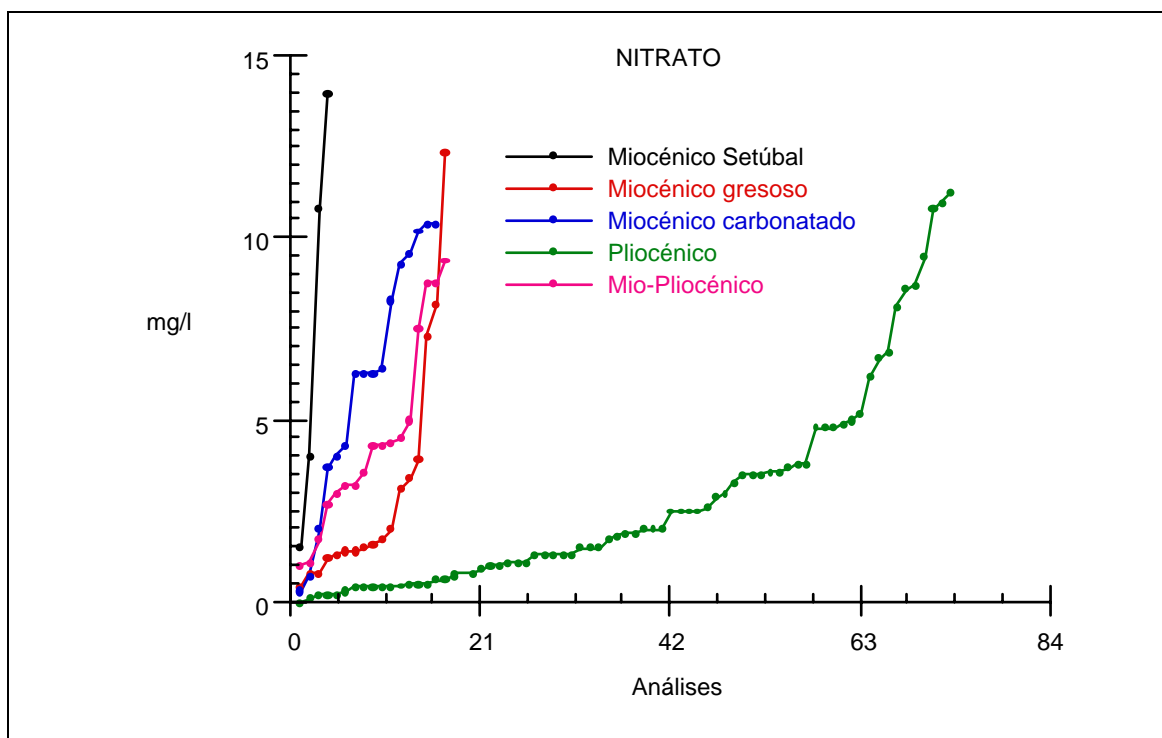


Fig. 4. 28 - Concentração de nitrato nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

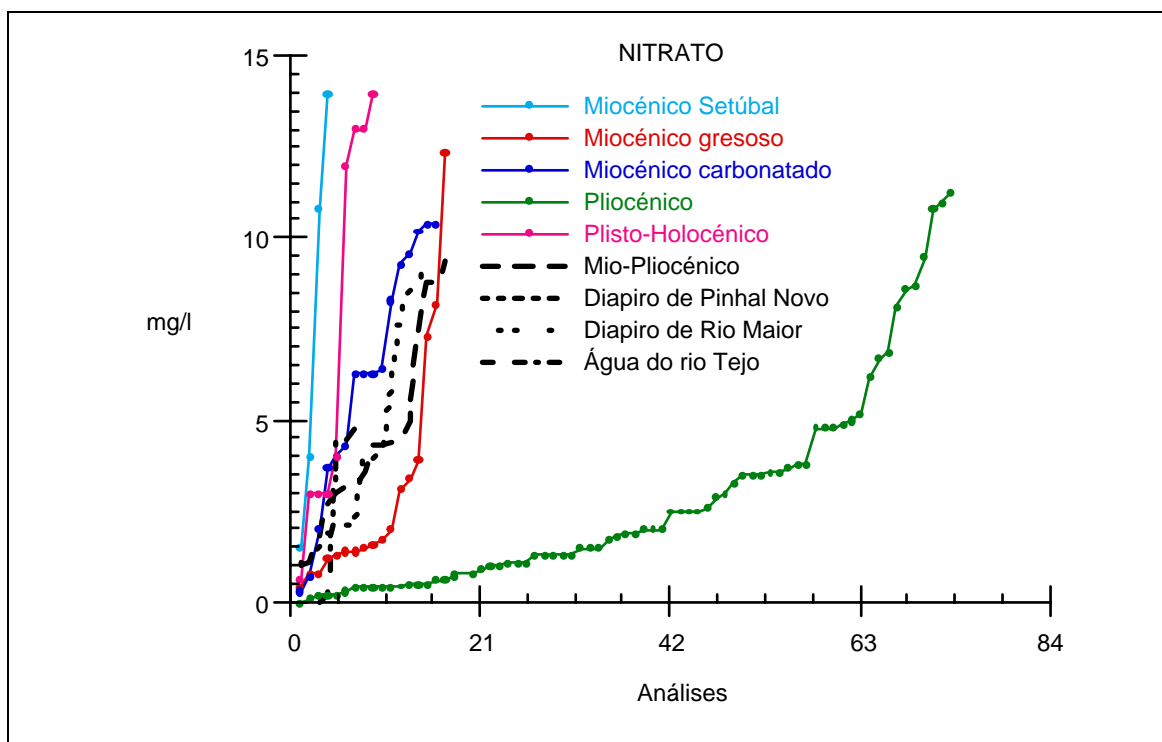


Fig. 4. 29 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo quanto à concentração de nitrato.

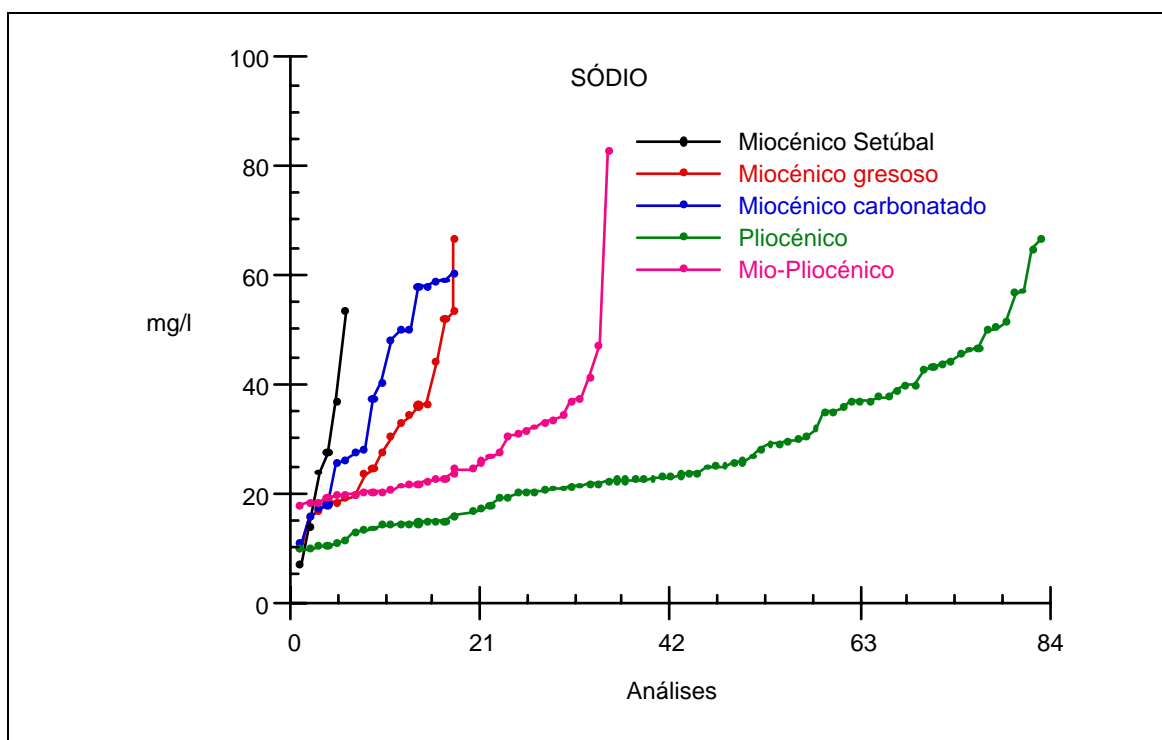


Fig. 4. 30 - Concentração de sódio nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

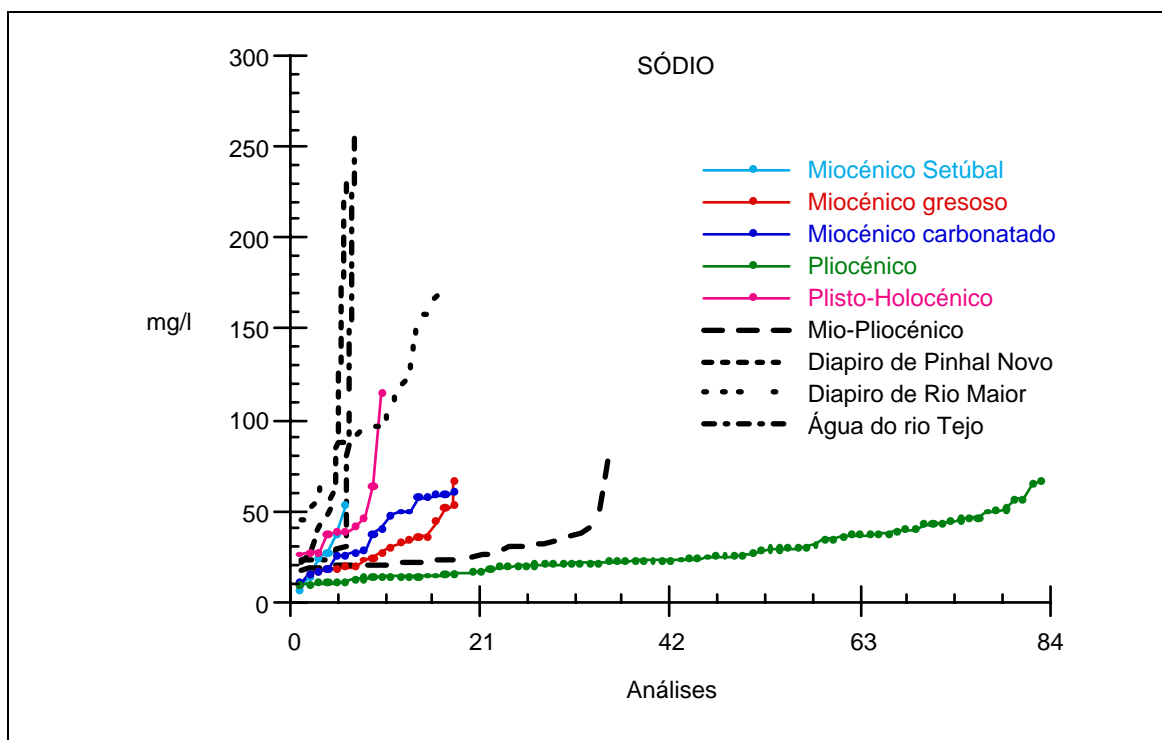


Fig. 4. 31 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anômalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo quanto à concentração de sódio.

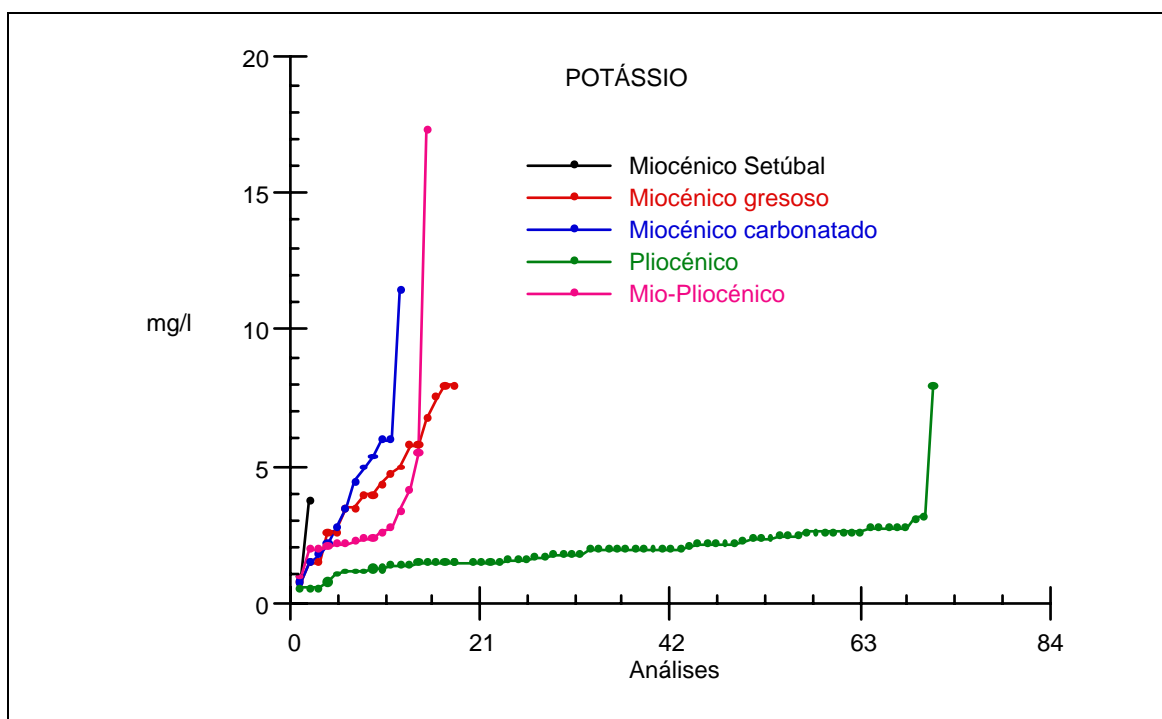


Fig. 4. 32 - Concentração de potássio nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

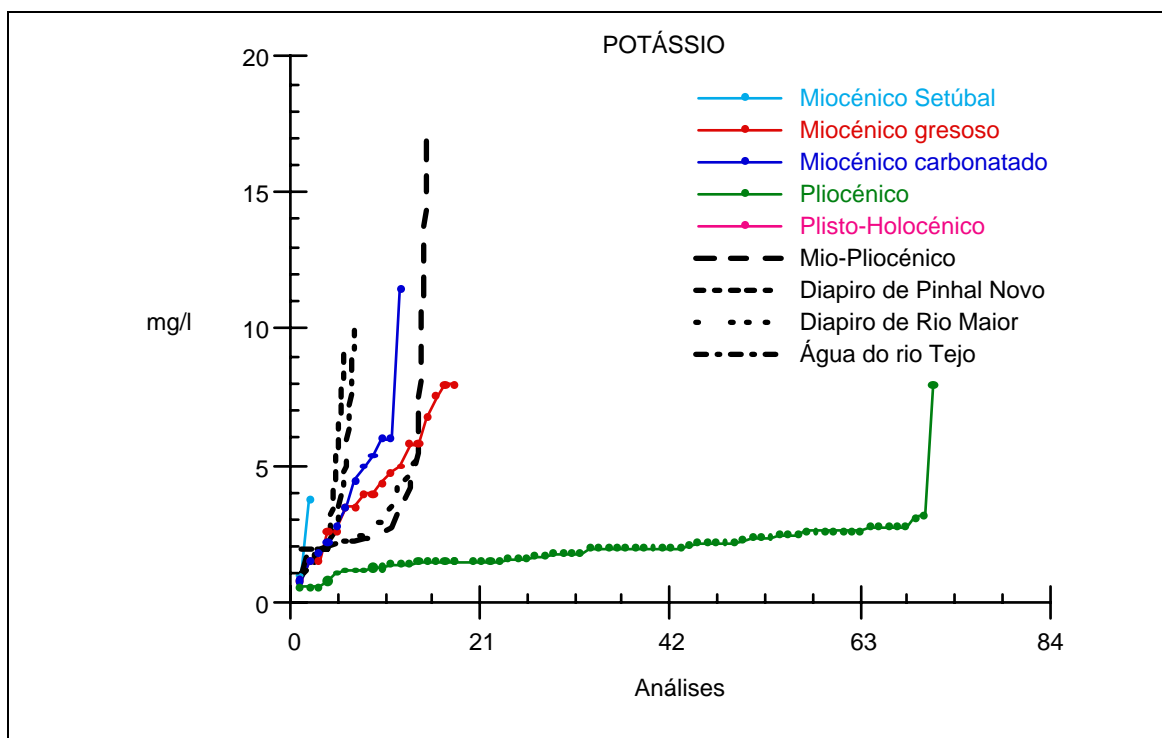


Fig. 4. 33 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anômalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diairos de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo quanto à concentração de potássio.

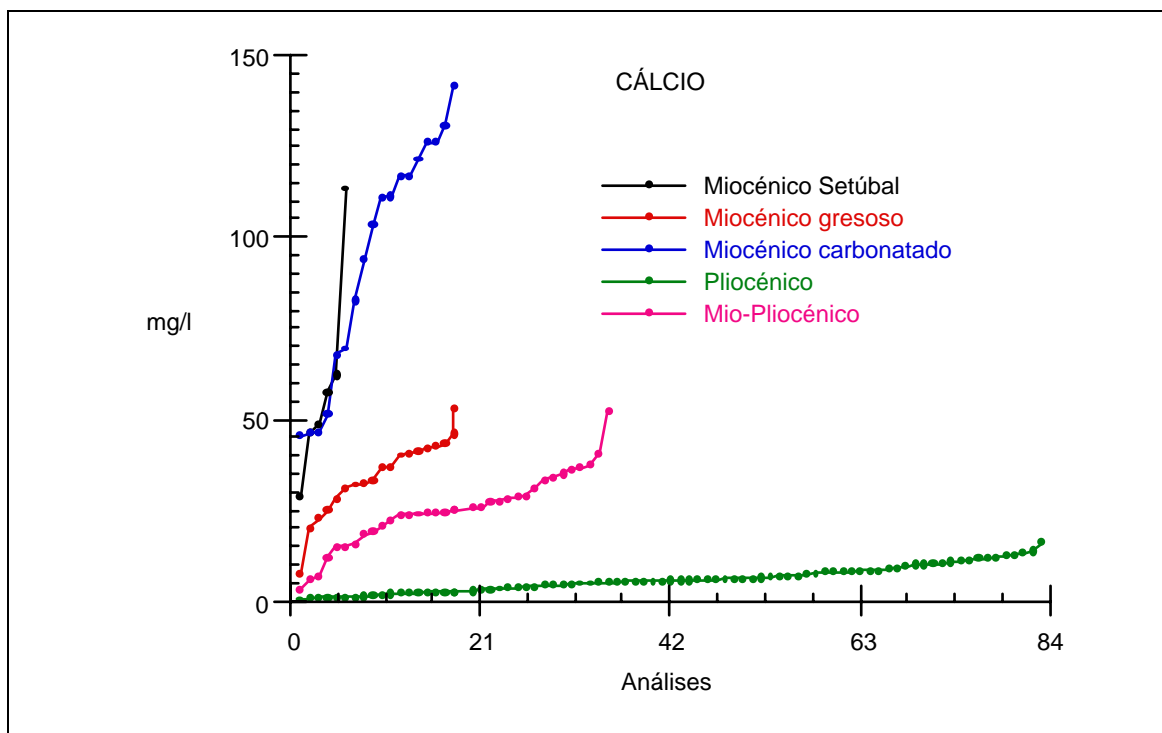


Fig. 4. 34 - Concentração de cálcio nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

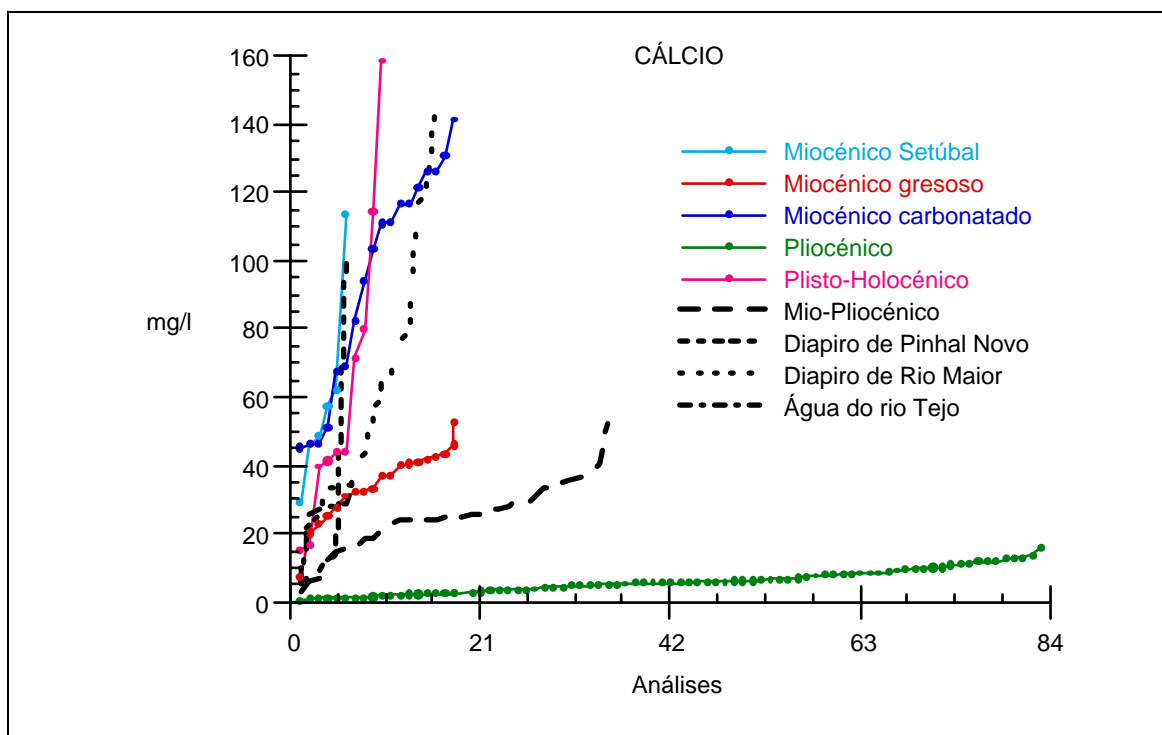


Fig. 4. 35 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diairos de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo quanto à concentração de cálcio.

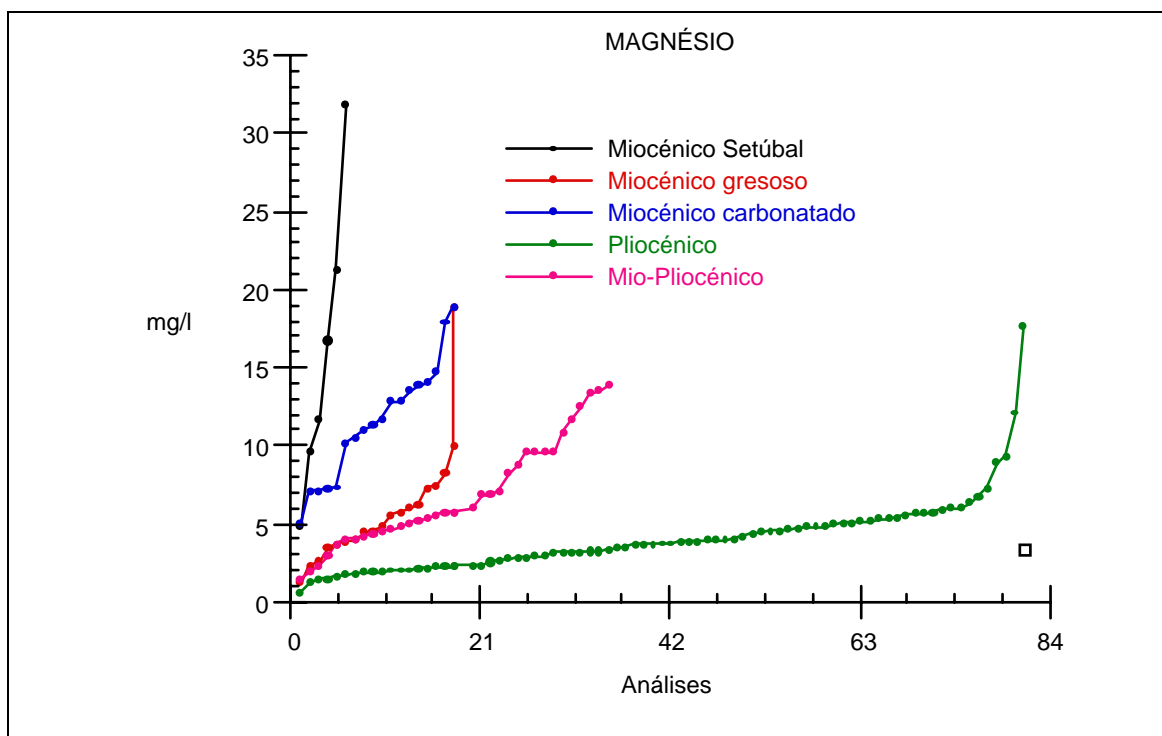


Fig. 4. 36 - Concentração de magnésio nas águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico e do Pliocénico.

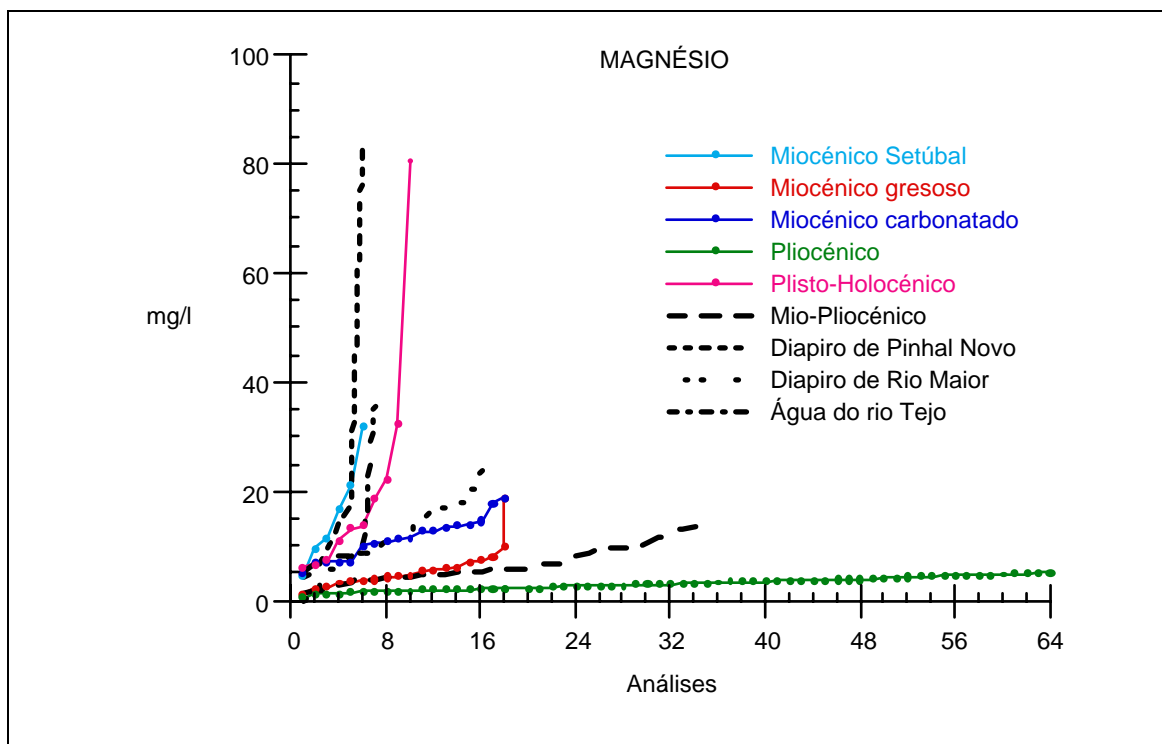


Fig. 4. 37 - Comparação das águas subterrâneas do Miocénico de Setúbal, do Miocénico gresoso e carbonatado da margem direita do Tejo, do Mio-Pliocénico, do Pliocénico e do Plisto-Holocénico com as águas anómalas relacionadas com os depósitos salíferos dos diapiros de Rio Maior e Pinhal Novo e com a água do rio Tejo quanto à concentração de magnésio.

4.6.8. FENÓMENOS MODIFICADORES

Estes fenómenos, naturais ou provocados pela acção do homem, modificam a composição físico-química das águas. São causas naturais de alteração da qualidade a redução de sulfatos, nitratos e ferro, em ambiente redutor com abundante matéria orgânica; a troca iónica, que afecta principalmente os catiões, importante em aquíferos com considerável fracção argilosa; as reacções de oxidação-redução e a intrusão marinha em zonas costeiras. Nas acções modificadoras resultantes de actividades humanas temos a poluição e a intrusão marinha.

A composição química das águas subterrâneas denuncia, em algumas situações, a ocorrência destes fenómenos, que não são aqui abordados com o pormenor desejado, porque a amostragem disponível nem sempre o permite.

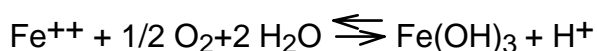
Contudo, nos casos em que é impossível analisar esta situação, podem revestir-se de grande utilidade na investigação hidrogeológica, nomeadamente no que se refere ao ambiente aquífero gerado.

a) AMBIENTES REDUTORES

Redução de Ferro

O ferro, nas águas subterrâneas, resulta do ataque químico a silicatos, sulfuretos e óxidos ferríferos, ocorrentes nos diferentes tipos de rochas.

A sua química, relativamente complexa, pode aparecer em vários estados de valência. A estabilidade dos iões Fe^{++} , Fe^{+++} , $\text{Fe}(\text{OH})^{++}$, $\text{Fe}(\text{OH})^+$ em relação a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ e $\text{Fe}(\text{OH})_2$ depende do pH, Eh e da composição da solução. As águas subterrâneas têm Fe^{++} dissolvido, o que não acontece quando o pH é muito elevado. A oxidação do Fe^{++} dá-se com a diminuição do pH, segundo a reacção:



O bicarbonato existente na água funciona como tampão, permitindo que a reacção continue, libertando dióxido de carbono.

Certos organismos originam meios redutores que favorecem a formação de Fe^{++} , outros utilizam a energia do processo de transformação de Fe^{++} em

Fe^{+++} , proporcionando precipitações gelatinosas. Estes processos são favorecidos pela obscuridade e em águas com excesso de O_2 e abundante CO_2 .

Pelas razões expostas, devem tomar-se precauções de modo a evitarem-se oxidações e alterações de pH, devendo mesmo ser necessário filtrar uma pequena porção da amostra e acidificá-la, para estabilizar o ferro dissolvido.

A grande parte das análises estudadas não refere a presença de ferro, ao que supomos por falta de determinação, e outras sugerem conteúdos muito baixos de ferro ferroso, inferiores a 0,1 mg/l. Assim, por falta de confiança nos valores apresentados, devido ao desconhecimento dos cuidados seguidos durante a colheita das amostras, não foi possível de concretizar o estudo destes iões. No entanto, em trabalhos futuros, pode assumir-se como boa ferramenta para a investigação de fenómenos de redução.

Redução de Sulfatos e Nitratos

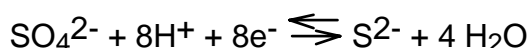
Estes compostos são sais moderadamente solúveis a muito solúveis e, em meios redutores, com abundante matéria orgânica, podem sofrer redução bacteriana, mas, em geral, são estáveis.

Em alguns locais, as águas subterrâneas, apesar de oriundas do mesmo aquífero, apresentam conteúdos anormalmente baixos ou mesmo nulos de iões sulfato, embora frequentemente enriquecidas de sulfuretos, ácido sulfídrico e hipossulfitos, resultantes da redução do sulfato.

A ocorrência deste fenómeno é favorecida pela presença de matéria orgânica no aquífero e a participação de bactérias anaeróbias que vivem em águas doces pouco salinas e em ambientes onde a temperatura óptima é de 30° C a 45° C. Os processos bioquímicos desempenham, então, um papel muito importante no terreno, quer em meios saturados quer em meios não saturados.

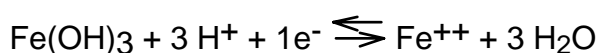
A redução de sulfatos consiste na passagem do ião sulfato $\text{SO}_4^{=}$ a um estado inferior de oxidação, em geral $\text{S}^{=}$ e, às vezes, S ou $\text{S}_2\text{O}_3^{=}$. São influentes como catalisadores desta reacção a actuação de bactérias, que podem viver a grandes profundidades ou em ambientes com défice de oxigénio. As mais importantes são: *Sporovibrio desulfuricans* e *Sporovibrio rubenskicki*.

Estas bactérias nos seus processos vitais oxidam o carbono orgânico a partir do oxigénio retirado do sulfato, produzindo-se CO_2 que se dissolve na água.



A redução de sulfatos é acompanhada de oxidação dos compostos orgânicos e, por consequência, da produção de CO_2 que se dissolve na água.

O aumento da agressividade da água, resultante da produção de H^+ , amplia a solubilidade do ferro, segundo a reacção:



que pode acontecer simultaneamente com a oxidação da matéria orgânica. O enxofre combina-se com o ferro, formando o sulfureto de ferro, que é insolúvel na água.

Se existir consumo de H^+ , a água torna-se mais alcalina, provocando a precipitação de CaCO_3 , para se manter o equilíbrio. Na situação contrária, existência de fontes de produção de H^+ , a água acidifica e dissolve o CO_3Ca , ficando o $\text{S}^{=}$ dissolvido como SH_2 . Se as reacções ocorrerem a pequena profundidade, pode libertar-se CO_2 .

As águas subterrâneas, que sofreram redução de sulfatos, têm cheiro característico a ovos podres, devido à formação de SH_2 , e contêm, regra geral, ferro dissolvido, se processos ulteriores não consumirem as pequenas quantidades de $\text{S}^{=}$, SH_2 e Fe^{++} originadas.

No Pliocénico da Bacia do Tejo, parece ocorrer redução de sulfatos, uma vez que o seu conteúdo, em média a rondar os 13 mg/l, baixa para valores menores que 1 mg/l, em águas de furos profundos. Esta circunstância parece estar ligada à acção de bactérias redutoras e à ocorrência de um ambiente redutor, originado no Pliocénico, devido à incorporação de restos vegetais nos leitos detriticos (solos pantanosos) profundos e confinados por camadas argilosas.

Neste processo liberta-se CO_2 como consequência da combustão dos compostos orgânicos, enriquecendo a água em dióxido de carbono livre e tornando-a mais ácida, o que facilita a dissolução de carbonato de cálcio da matriz rochosa. O resultado final é o aumento do teor em bicarbonato nas águas, acompanhado ou não de dissolução de ferro.

A representação gráfica (Fig. 4. 38) da concentração de bicarbonatos vs sulfatos mostra tendência para a subida dos primeiros por abaixamento dos segundos, salvo dispersão acentuada de alguns pontos resultante, provavelmente, do procedimento pouco cuidado da amostragem.

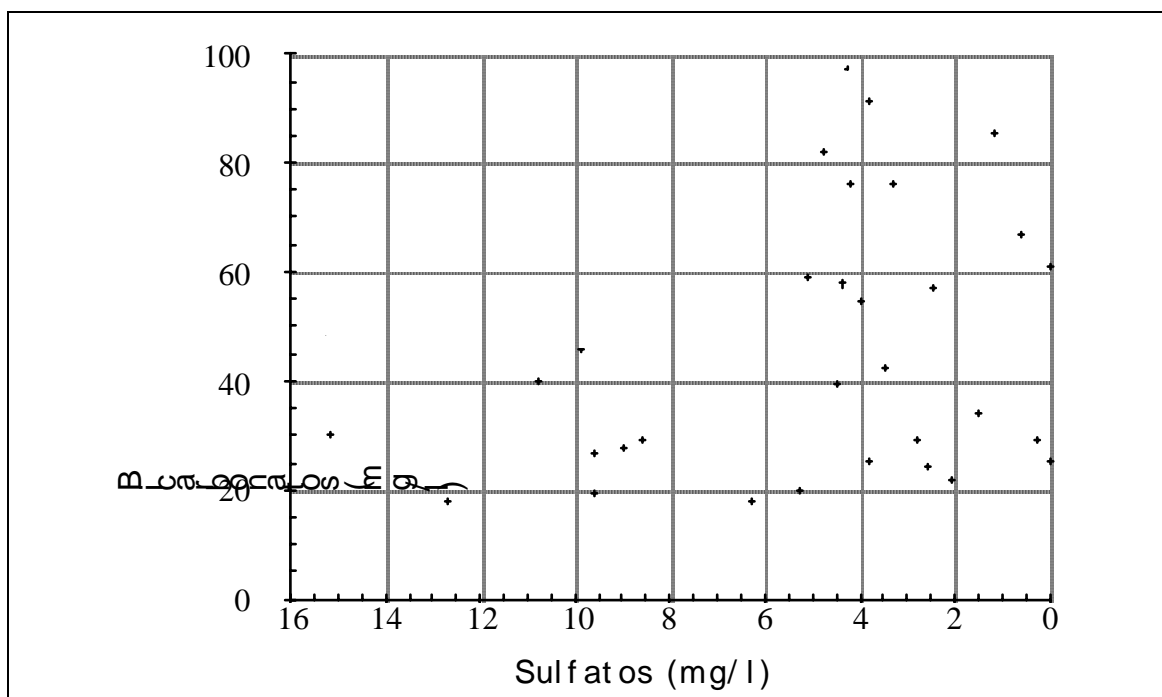


Fig. 4. 38 - Variação da concentração de bicarbonatos em função da redução de sulfatos.

A redução de nitratos segue um processo semelhante em meio anaérobio, onde as bactérias desnitrificantes e redutoras destes iões transformam o NO_3^- em NO_2^- , N_2 e NH_4^+ .

b) TROCA IÓNICA

A troca iónica afecta principalmente os catiões, sendo, de modo especial, actuates nas águas subterrâneas, onde se destaca a ocorrência de minerais de argila e de matéria orgânica, dado o seu poder de adsorção. Em alguns pontos do sistema aquífero e do Pliocénico, este fenómeno pode ter alguma expressão local e explicar as alterações na composição iónica das águas, dado o carácter argiloso dos depósitos e a presença de leitos orgânicos. À semelhança dos processos de redução, o estudo da troca de bases carece de uma análise a uma escala mais alargada, impossível no âmbito deste trabalho.

c) INTRUSÃO MARINHA

Designa-se por intrusão ou invasão marinha o movimento permanente ou temporário de água marinha em direcção ao aquífero, substituindo a água doce que ocupa os espaços vazios da matriz rochosa. O fluxo de água salgada terra dentro saliniza os aquíferos, contaminando as suas águas.

O contacto entre os dois tipos de água não é brusco: processa-se por uma zona de mistura, onde se situa a interface, que reflecte com intensidade variável as propriedades químicas e hidráulicas de cada um dos líquidos originais, dependendo a sua largura da difusibilidade e dispersibilidade do meio e das características do movimento. Este espaço é caracterizado por um certo dinamismo, alimentado por diferenças de densidades e níveis piezométricos dos líquidos que se misturam.

A descarga para o mar de aquíferos costeiros cria, assim, uma situação de equilíbrio dinâmico entre água doce e água salgada, facilmente perturbável por condicionalismos naturais (alterações climáticas, movimentos eustáticos, fluxo e refluxo de marés) ou por intervenções antropogénicas.

O aumento crescente das necessidades de água doce que se tem assistido nas últimas décadas, motivado pelo crescimento populacional e pelo desenvolvimento industrial, em áreas limítrofes dos estuários dos rios Tejo e Sado, levou a extracções substanciais de água subterrânea. As extracções desenfreadas de grandes volumes de água doce geraram perturbações no potencial hidráulico, tendo como consequência modificações, às vezes drásticas, nas relações entre a água doce e a água salgada. De igual modo, a expansão da área urbana pode ter efeitos no equilíbrio, ao diminuir a recarga dos aquíferos que levam ao abaixamento dos níveis piezométricos.

Dado que as águas marinhas são muito mais ricas em sais do que as águas doces, nomeadamente de cloreto, sódio e magnésio, em situações de intrusão marinha é quebrado o equilíbrio existente entre água doce e matriz rochosa, resultando daí um aumento notável de cloreto e sódio por parte das águas doces, enquanto as águas marinhas se enriquecem de iões alcalino-terrosos. Deste modo, o que mais denuncia uma situação destas é a subida rápida no conteúdo de sais, nomeadamente o aumento inesperado dos iões cloreto e sódio.

Para além da elevada salinização, a água do mar é caracterizada por baixo conteúdo de ião bicarbonato, o que torna a relação $\text{Cl}^-/\text{CO}_3\text{H}^-$ num bom indicador de intrusão marinha.

Também elevadas relações Mg^{++}/Ca^{++} são bons indicadores do fenómeno (valores superiores à unidade, próximas de 5), quando comparadas com as baixas relações nas águas doces (0,2 a 1).

Relações iónicas (Mg^{++}/Ca^{++} ; Cl^-/HCO_3^-)

Subidas anómalas no conteúdo de cloretos, sódio e sulfatos, em zonas próximas do estuário, indicam misturas com águas salobras, resultantes de intrusão marinha. As relações iónicas Mg^{++}/Ca^{++} e Cl^-/CO_3H^- podem comprovar essas ocorrências.

O Miocénico na margem direita do Tejo, mais sobrecarregado de actividades industriais, apresenta grande contaminação por adição de cloretos e sulfatos. Os teores normais de cloretos nas águas miocénicas rondam, em média, os 60 mg/l, apresentando as águas uma composição global de 115 mg/l, praticamente o dobro. O mesmo se passa relativamente aos teores de sulfatos, que devem situar-se, em média, nos 33,1 mg/l e, por motivos ligados a actividades antrópicas, surgem aumentados para mais do dobro, 81,6 mg/l. O sódio acompanha o aumento de cloretos e sulfatos e passa de 53,4 mg/l para 95,5 mg/l.

Em Alverca e Alenquer, os cloretos atingem máximos de 603,5 mg/l e 886,5 mg/l, os sulfatos de 144 mg/l e 623,1 mg/l e o sódio de 220,8 mg/l e 802,8 mg/l, respectivamente, sem que se consiga apurar, com precisão, a causa de tais valores, que poderá atribuir-se a fenómenos de intrusão marinha (ressalvando o facto de a relação Mg^{++}/Ca^{++} não tomar, nestes casos, valores superiores a 1,5) ou à poluição, o que não é de rejeitar, uma vez que é conhecida a intensa actividade industrial nas duas zonas.

Como se pode verificar, pela leitura dos quadros 4. 38, 4. 39, 4. 40, não é fácil avaliar qual o fenómeno modificador em causa, através das relações Mg^{++}/Ca^{++} e Cl^-/CO_3H^- , as quais não seguem uma lei clara. Nas situações junto do estuário do rio, onde se comprova a existência de água marinha, esta poderá ser a causa para o quimismo anómalo da água, embora nem sempre a relação Mg^{++}/Ca^{++} assuma valores superiores a 1,5. Em zonas afastadas, a concentração de sais pode dever-se a acções antrópicas ou a alterações na litologia do aquífero ou, ainda, a diferentes origens das águas. Na margem direita do rio Tejo, em Vale da Pinta e Pontével, o incremento em cloreto e sódio pode dever-se à ocorrência de sal proveniente do diapiro de Rio Maior.

Valores superiores a 1 para a relação $\text{Cl}^-/\text{CO}_3\text{H}^-$ parecem indiciar misturas com águas salgadas.

Na região de Lavre, a circulação das águas por depósitos marinhos pode explicar as elevadas concentrações de cloretos, sulfatos e sódio, bem como as relações $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ e $\text{Cl}^-/\text{CO}_3\text{H}^-$, respectivamente superiores a 1 e próximas de 5.

QUADRO 4. 38

Intrusão marinha no Miocénico

CLORETOS	SULFATOS	SÓDIO	rMg/rCa^*	rCl/rHCO_3	FENÓMENO MODIFICADOR	LOCAL
mg/l	mg/l	mg/l				
308,9	99,2		0,33	1,30	?I. Marinha	A. Meco
107,9	47,6	60,5				
355,0	404,6	286,4				
267,3	302,0	172,5	0,32	1,34	?I. Marinha	F. do Rego
302,3	495,6	177,5	0,39	1,40	?I. Marinha	F. do Rego
312,5	502,8	140,0	0,25	1,63	?I. Marinha	Q. Peralta
140,3	178,3	99,0	0,29	0,62	Poluição	Murfaçém
135,9	124,8	90,0	0,19	0,60	Poluição	Barreiro
117,9	58,3	75,4				Póvoa
607,1	214,0					Granja
298,0	1,7	217,5	0,92	2,47	?I. Marinha	Q. Piedade
106,5	116,4	14,3		0,44	Poluição	Bucelas
886,5	144,0	220,8				Alverca
208,7	58,9	96,4	0,16	1,02	?I. Marinha	Póvoa
113,6	83,3	88,3	0,12	0,45	Poluição	Alverca
100,1	16,0	68,1				S. J. Talha
106,5	45,2	54,3				S. I. Azóia
105,8	51,7	84,0				S. I. Azóia
100,1	29,4	48,3				Bobadela
111,8	117,8	64,5	0,49	0,58	Poluição	Via Rara
104,4	82,8	168,6	0,88	0,83	Poluição	Campil
120,7	6,7	88,1	0,25	0,68	Poluição	Cartaxo
133,2	37,8	60,4	0,43	0,67	Poluição	Gaio Cima
163,9	77,3	141,0	0,08	0,63	Poluição	Vale Pinta
188,5	23,2	88,5				Pontével
145,8	280,7	162,0	3,01	0,71	?Poluição	Alto Forno
355,0	170,4	451,8	1,30	0,66	Poluição	Arrancosa
106,5	188,3	114,7	1,16	0,29	Poluição	C. Perúa
426,0	1217,9	824,9	0,75	0,92	Poluição	Benfica R.
255,6	92,0					
103,0	7,1					Torre Ota
101,4	8,2	75,0	0,95	0,82	Poluição	Casal Novo
156,8	56,1	120,0	0,67	1,13	?I. Marinha	Queimada
112,5	58,6	61,0	0,37	0,66	Poluição	F. Aldeia
134,9	179,1	125,5	0,33	0,45	Poluição	Alenquer
110,1	89,2	70,8	0,34	0,48	Poluição	Alenquer
603,5	623,1	802,8	0,75	1,13	?I. Marinha	Alenquer
127,8	57,1	68,5	0,23	0,57	Poluição	Ota

*A relação rMg/rCa em águas de circulação por terrenos carbonatados é menor na área de recarga.

QUADRO 4. 39

Intrusão marinha no Pliocénico

CLORETOS	SULFATOS	SÓDIO	rMg/rCa	rCl/rHCO ₃	FENÓMENO MODIFICADOR	LOCAL
mg/l	mg/l	mg/l				
1716,3	165,4	613,0			I. Marinha	Alcochete
117,2	24,0	69,9	1,2	4,6	I. Marinha	Mundet
248,5	30,2	72,0	1,1	5,8	I. Marinha	Alcochete
159,8	4,8	61,0	0,9		I. Marinha	Q. Valbom
133,4	20,7	79,0	1,3	4,1	? Poluição	Atalaia
122,0	21,2	70,5			? Poluição	Atalaia
158,0	28,6	73,0	2,1	15,9	?I. Marinha	Carvalho
112,9	24,0	67,0	1,1	8,4	?I. Marinha	M. Linda
105,6	27,7	53,5	1,2	4,8	?I. Marinha	Garrocheira

Alguns furos estudados, que se situam no Plisto-Holocénico, denotam problemas de invasão marinha, nem sempre evidenciada pelo elevado valor da relação cloreto/bicarbonato que, em muitas situações, anda abaixo de 1, contrariamente ao que acontece com os conteúdos de cloreto e sódio. A percentagem dos pontos onde se detectou a invasão marinha, como mostra o quadro 4. 39, é relativamente baixa, 16 %, o que pode dever-se à escassez de amostras. A progressão da cunha salina no Plisto-Holocénico carece, por isso, de estudo pormenorizado.

QUADRO 4. 40

Intrusão marinha no Plisto-Holocénico

CLORETOS	SULFATOS	SÓDIO	rMg/rCa	rCl/rHCO ₃	FENÓMENO MODIFICADOR	LOCAL
mg/l	mg/l	mg/l				
168,1	14,5	103,3	1,10	4,70	I. Marinha	Porto Alto
1457,5	282,2	648,1	0,30	7,13	I. Marinha	Alverca
532,5	52,1		2,40	4,70	I. Marinha	S. Correia
504,1	41,6		2,90	4,40	I. Marinha	S. Correia
103,0	94,2	71,3	0,25	0,34	I. Marinha	Azambuja
284,0	20,6	85,4	0,81	0,01	I. Marinha	Benavente
113,6	12,3	73,2	0,87	2,70	I. Marinha	Benavente
255,6	92,0	205,6	0,95	0,27	I. Marinha	Carregado
255,6	92,0	205,6	0,25	0,95	I. Marinha	Carregado
271,9	122,5	150,7	0,67	1,59	I. Marinha	Castanheira
344,4	95,3	171,6	0,44	1,40	I. Marinha	Meirinha

A relação Mg^{++}/Ca^{++} também não é clara na definição da invasão marinha, como é o caso de Alverca, onde para conteúdos de cloretos de 1457,5 mg/l se verifica uma relação inferior a 1.

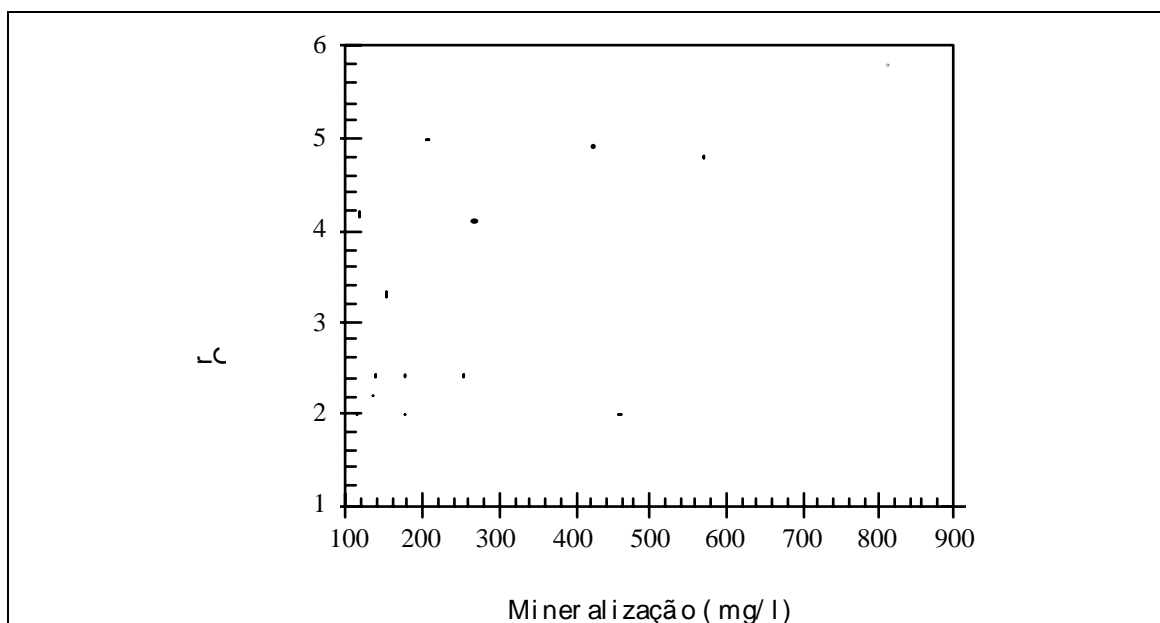


Fig. 4. 39 - Variação da relação rCl^-/rSO_4^{2-} com a mineralização

A relação cloreto/bicarbonato também pode ser útil para definir o fluxo das águas no aquífero, dado que ela, se não ocorrerem novas recargas, aumenta no sentido do escoamento subterrâneo. No Pliocénico existe proporcionalidade (Fig. 4. 39) entre esta relação e a mineralização, que cresce no sentido do fluxo.

A evolução da relação cloretos/bicarbonatos, quando tomadas as devidas precauções, pode tornar-se bastante útil na definição da direcção do escoamento, bem como da localização de áreas de recarga e descarga. No caso do Pliocénico, não conseguimos definir estas zonas com o rigor e o pormenor exigidos, devido à escassez de dados, pelo que a análise só deve ser encarada como orientadora de trabalhos futuros.

4.6.9. ÁGUAS TERMAIS NA BACIA DO TEJO

4.6.9.1. ORIGEM DA TEMPERATURA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

No decurso da infiltração e durante o trajecto subterrâneo, as águas tendem a colocar-se em equilíbrio térmico com as camadas rochosas atravessadas, adquirindo calor que pode ter origem na radiação solar, nas reacções físico-químicas ocorrentes ou na fenomenologia geotérmica.

O calor solar propaga-se no solo por ondas térmicas até uma certa profundidade (zona neutra do solo), a partir da qual os efeitos das variações

térmicas, diárias e anuais, não se fazem sentir: é a zona de heterotermia do solo, onde a temperatura é função da altitude, latitude, natureza do solo, exposição do relevo à radiação solar, cobertura vegetal e regime de chuvas.

Na zona heterotérmica, as variações diárias, mesmo as mais fortes, não se fazem sentir a profundidades superiores a 1 m ou 1,5 m, enquanto as variações anuais inferiores a $0,01^{\circ}\text{C}$, são observáveis a profundidades de 15 m a 20 m.

Subjacente à zona heterotérmica, ocorre um ambiente denominado zona homotérmica, onde a temperatura se mantém constante até uma determinada profundidade e praticamente igual à temperatura média anual, registada à superfície.

A profundidades maiores, a temperatura aumenta regularmente em consequência da predominância do gradiente geotérmico sobre as outras origens de calor (energia solar e reacções químicas). Esse aumento é, em média, cerca de 1°C por cada troço de incremento de 33 m, o qual pode variar (1°C para 20 - 40 m), em função da instabilidade tectónica, adelgaçamento da crosta, actividade vulcânica e tipo de rochas ocorrentes.

No trajecto subterrâneo, descendente ou ascendente, as águas atravessam as diferentes zonas descritas, sofrendo variações térmicas de acordo com a velocidade de circulação, profundidade do aquífero e volume de massa de água envolvida. A ser assim, a temperatura da água subterrânea pode tornar-se num dado de grande valor na definição de modelos de fluxo, na localização de zonas de mistura e de recarga aquífera, bem como na detecção de acidentes tectónicos; ao exercer influência sobre as reacções físico-químicas e o equilíbrio água/rocha, e, conseqüentemente, sobre a qualidade da água, a temperatura contribui ainda para a revelação do ambiente originado no armazenamento subterrâneo.

Assim, de acordo com a doutrina antecedente, é possível explicar as anomalias térmicas observadas em nascentes de águas profundas, originárias do mesmo depósito, em função da diferenciação dos trajectos e da velocidade de escoamento, bem como da ocorrência de fluxos hídricos termais ascendentes em determinados locais, tendo por base o valor da temperatura ambiental anual média à superfície.

A temperatura das águas subterrâneas na origem aquífera pode ser estimada por diversos indicadores químicos (geotermómetros), designadamente da sílica (SiO_2) e da relação Na^+/K^+ , para temperaturas inferiores e superiores a 120°C , respectivamente. Comparando os valores de temperatura encontrados com o gradiente geotérmico local, pode avaliar-se a profundidade do aquífero se

admitirmos as ausências de mistura de águas de diferentes aquíferos.

Estes conceitos levaram-nos a aplicá-los no Cenozóico do Baixo Tejo, onde se prevê a ocorrência de fluxos ascendentes regionais que ascendem através de acidentes tectónicos ou por simples drenância dos estratos, em consequência da diferença dos potenciais hidráulicos entre aquíferos profundos e os sobrejacentes.

4.6.9.2. ANÁLISE DAS TEMPERATURAS OBSERVADAS NA BACIA

Na fase de inventariação dos pontos de água onde ocorrem anomalias termais, colocaram-se alguns problemas na recolha dos dados, principalmente nas nascentes, na procura da causa da temperatura das águas. Na medição, deve evitar-se a zona heterotérmica diária do solo, colocando o termómetro a 1,5 m abaixo da superfície. Caso contrário, o valor medido pode estar afectado da temperatura ambiente, no momento da leitura. A aferição dos registos poderá ser feita com o estudo da variação temporal da temperatura em intervalos de tempo variáveis, entre 1 dia e 1 ano.

As maiores dúvidas referem-se às nascentes, devido à contaminação durante a ascensão das águas profundas, por misturas com outras superficiais. Também, a grande exposição aos agentes atmosféricos, agravada pela impossibilidade de proceder, na prática, à medição a 1,5 m abaixo da superfície do solo, torna suspeitas as temperaturas anómalas.

Ao contrário, nos furos, depois de tomadas certas precauções, como seja bombear alguns minutos antes de medir a temperatura, evitamos as influências da zona heterotérmica diária, mas ficamos na incerteza quanto ao desenvolvimento, em profundidade, da zona de heterotermia anual, que poderá originar desvios em relação à média anual do local.

O fenómeno da temperatura da água na origem aquífera e a profundidade de onde é oriunda podem ser de difícil avaliação, se ocorrerem misturas com águas superficiais, frequentes nas nascentes quando a ascensão é lenta e nos furos por se explorarem níveis produtivos situados a diferentes profundidades.

Deve no entanto afirmar-se que a temperatura da água medida é sempre inferior à registada no depósito, visto que ocorre o arrefecimento durante a subida, devido aos contactos com outros ambientes (aquífero, litologias) a temperaturas inferiores.

Como controlo, a determinação, *in situ*, da temperatura das águas deve

ser sempre acompanhada da atmosférica, no momento da leitura, para se comparar com a temperatura ambiental média anual do lugar, e, assim, tentar anular os efeitos das heterotermias provocadas, quer pelas amplitudes térmicas diárias quer anuais.

Feito o estudo comparativo dos dois valores (temperaturas da água e ambiente) não se notou, à partida, evidência clara de independência entre ambos; pelo contrário, nalgumas situações, tanto nos furos como nas nascentes, havia mesmo coincidência nas subidas e descidas (Figs. 4. 40 e 4. 41).

No primeiro caso, o aquífero situar-se-ia fora da zona heterotérmica, enquanto no segundo, o aquífero captado tanto pode localizar-se na zona heterotérmica como abaixo dela, onde o gradiente geotérmico prevalece sobre as outras origens de calor.

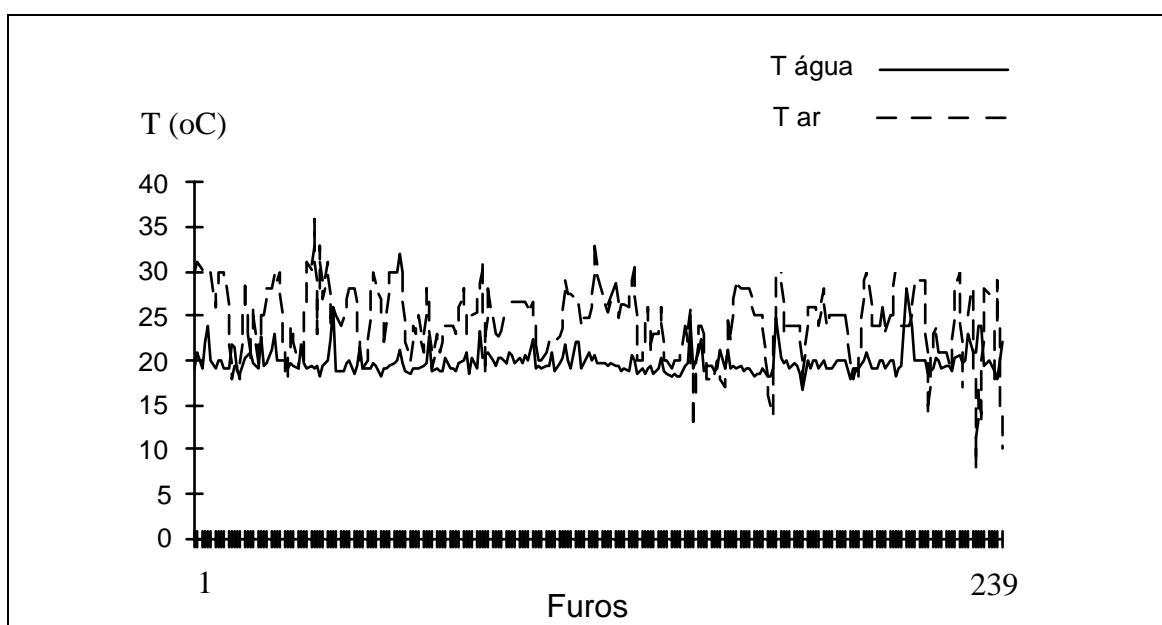


Fig. 4. 40 - Comparação entre a temperatura da água subterrânea dos furos e a temperatura ambiente durante a medição.

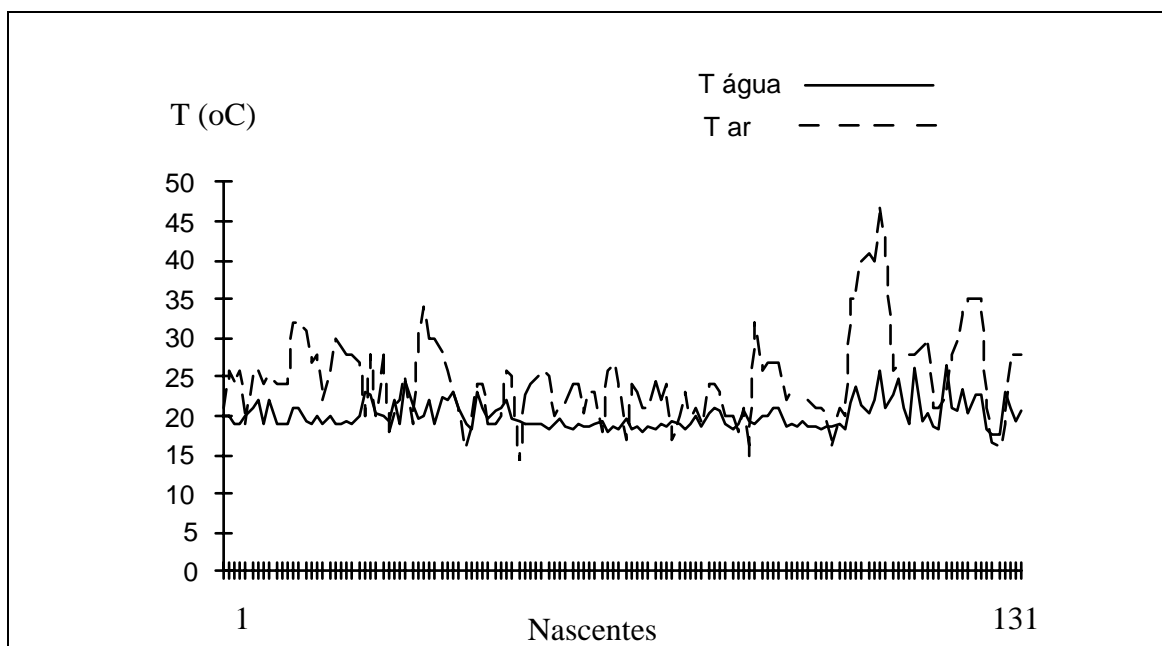


Fig. 4. 41 - Comparação entre a temperatura da água subterrânea das nascentes e a temperatura ambiente vigente durante a medição.

A representação gráfica das temperaturas da água e do meio ambiente durante a medição mostra que: se não fossem as oscilações devidas ao efeito da temperatura ambiente a temperatura da água tenderia para um valor constante, próximo de 20° C.

O problema é passível de ser contornado *a posteriori*, com o estudo comparativo da evolução diária e/ou anual da temperatura da água com as temperaturas médias anuais dos diferentes locais.

Tal propósito ficará para investigações futuras, dado que, no momento, devido ao grande número de pontos em causa, se torna extremamente dispendioso em tempo e em meios.

4.6.9.3. TEMPERATURAS OBSERVADAS

A aplicação dos conceitos anteriores levou-nos à detecção de 148 ocorrências de águas de baixo termalismo em toda a Bacia (Quadros 4.41 e 4.42). Em 56 furos, registamos temperaturas superiores a 20° C (mais 3° C do que a temperatura média anual) e em 92 nascentes a temperatura medida supera, em 2,5° C, a média anual do local.

QUADRO 4. 41

Furos no Vale do Tejo com águas termais (T > 20^o C)

FURO	T. DA ÁGUA (°C)	T. MÉDIA ANUAL (°C)	REGIÃO	FURO	T. DA ÁGUA (°C)	T. MÉDIA ANUAL (°C)	REGIÃO
25/364	23,6	16,3	Cartaxo	1/328	20,0	16,5	Santarém
24/364	24,1	16,3	Vila Chã	I91/353	23,4	16,5	V. de Estacas
7/364	21,9	16,3	Cartaxo	1/340	21,0	16,5	Abitureiras
12/377	21,9	15,6	Azambuja	26/341	22,7	16,5	M. da Porca
34/377	20,7	15,6	Setil	25/341	23,7	16,5	M. da Porca
11/377	21,5	15,6	Azambuja	8/391	20,4	15,6	Salvaterra
32/352	21,3	16,5	Moçarria	1/377	21,0	15,6	Salvaterra
I2/432	21,8	16,4	Montijo	6/377	23,2	15,6	Salvaterra
I4/432	21,4	16,4	Montijo	3/378	22,0	15,6	Marinhais
I103/432	22,7	16,4	P. do Fidalgo	8/378	22,0	15,6	Granho
I109/432	21,3	16,4	Alcochete	4/377	21,2	15,6	Glória
I9/442	23,0	16,5	Talaminho	7/391	22,1	15,6	Salvaterra
I70/443	21,7	16,4	Pinhal Novo	2/365	27,4	16,5	Almeirim
I17/444	22,3	15,6	Poceirão	28/353	24,5	16,5	Alpiarça
I33/444	21,5	15,6	Poceirão	11/353	22,8	16,5	Chamusca
I73/444	22,6	15,6	Malhada	26/353	24,7	16,5	Alpiarça
I98/444	23,4	15,6	Aqualva	9/353	23,6	16,5	Ribeira
I126/444	22,5	15,6	Poceirão	I17/391	24,8	15,6	Salvaterra
I144/444	22,1	15,6	Lentisqueira	I19/391	20,2	15,6	F. dos Somas
I149/444	20,8	15,6	Lentisqueira	I18/433	21,3	15,6	Pegões
I151/444	20,6	15,6	L. de Vendas	I11/433	21,3	15,6	Pegões
I165/444	20,6	15,6	Abrunheira	I31/405	21,0	15,6	S. Correia
I197/444	24,3	15,6	Rio Frio	I9/406	28,0	15,6	Raposeira
I178/444	20,4	15,6	Areias Gordas	I10/406	26,0	15,6	F. do Almada
455/20	24,0	15,2	Setúbal	I12/406	24,0	15,6	F. do Almada
455/53	24,0	15,2	Setúbal	I11/407	20,4	15,6	Mora
455/10	22,0	15,2	Setúbal	I1/408	20,3	15,6	Montinho
I14/421	22,5	15,6	Lavre	I2/408	20,6	15,6	Chapelarinho

QUADRO 4.42

Nascentes no Vale do Tejo com águas termais

NASCENTE	T. DA ÁGUA (°C)	T. MÉDIA ANUAL (°C)	REGIÃO	NASCENTE	T. DA ÁGUA (°C)	T. MÉDIA ANUAL (°C)	REGIÃO
N4/453	20,1	16,5	Lagoa	N17/421	18,7	15,6	Mata N.
N5/453	20,0	16,5	Lagoa	N43/421	18,9	15,6	V. Lama
N6/453	19,0	16,5	Lagoa	N4/433	18,2	15,6	M. Valverde
N9/453	19,0	16,5	Lagoa	N5/433	18,9	15,6	Medros
N11/453	20,0	16,5	Lagoa	N7/433	20,7	15,6	Fontainhas
N16/453	21,0	16,5	Lagoa	N4/405	19,0	15,6	S. Estevão
N17/454	22,0	16,4	C. Belinhas	N2/406	19,9	15,6	Zambujeiro
N19/454	19,0	16,4	Troviscal	N3/406	20,0	15,6	Zambujeiro
N25/454	19,0	16,4	Azeitão	N4/406	21,0	15,6	Escorvas
N28/454	21,0	16,4	C. Santa	N5/406	21,0	15,6	S. Mato
N5/464	20,0	16,5	A. Meco	N3/407	18,7	15,6	Raposeiras
N7/464	19,0	16,5	C. Gregório	N4/407	18,9	15,6	Coruche
N9/464	20,0	16,5	C. Jacinto	N9/407	18,6	15,6	Carregais B.
N10/464	19,0	16,5	A. Meco	N10/407	19,3	15,6	Verdugos
N13/464	19,0	16,5	C. Cristão	N14/407	18,8	15,6	Courelas
N22/464	23,0	16,5	Vinhais	N18/407	18,5	15,6	Donzenas

N25/464	22,7	16,5	Maçã	N19/407	18,2	15,6	Coronheiro
N28/464	20,0	16,5	Abernais	N20/407	18,8	15,6	Cascalheira
N1/432	24,6	16,4	Casalinha	N21/407	18,5	15,6	Terrafeira
N2/432	21,5	16,4	Atalaia	N25/407	19,0	15,6	Marmelos
N3/432	19,6	16,5	Barroca	N26/407	18,3	15,6	Marmelos
N1/442	20,0	16,5	P. Frades	N1/408	21,8	15,6	Brotas
N2/442	22,0	16,5	Talaminho	N2/408	23,9	15,6	Brotas
N3/442	19,0	16,5	P. Frades	N3/408	21,3	15,6	Ferrarias
N1/443	22,5	16,4	Sarilhos G.	N4/408	20,5	15,6	Ferrarias
N2/443	22,0	15,6	Moita	N5/408	22,2	15,6	Palma
N1/444	23,2	15,6	Amieira	N6/408	25,7	15,6	A. Velha
N2/444	21,1	15,6	Pegos C.	N7/408	21,0	15,6	V. Covo
N1/445	19,0	15,6	Marateca	N12/408	18,9	15,6	Montinho
N4/445	18,3	15,6	Bombel	N13/408	26,3	15,6	Montinho
N6/445	23,0	15,6	Bombel	N14/408	19,5	15,6	Montinho
N7/445	21,0	15,6	Pegões	N15/408	20,3	15,6	Pinçais
N14/445	19,6	15,6	Pegões	N16/408	18,7	15,6	Verdugos
N15/445	20,6	15,6	Pegões	N17/408	18,4	15,6	C. Ribeira
N16/445	21,1	15,6	Pegões	N18/408	26,4	15,6	Verdugos
N19/445	22,0	15,6	Miraventos	N19/408	21,0	15,6	Minutos
N24/445	19,7	15,6	M. Bicas	N20/408	20,8	15,6	Montinho
N1/419	19,3	15,6	V. Pinheiro	N21/408	23,6	15,6	Caniceira
N1/421	19,0	15,6	Coruche	N22/408	20,3	15,6	Mora
N2/421	19,1	15,6	Lavre	N23/408	22,8	15,6	Mora
N3/421	19,0	15,6	Arneiros	N24/408	22,8	15,6	Albardas
N4/421	19,0	15,6	Arneiros	N1/339	18,2	15	Quintas
N7/421	19,6	15,6	Lavre	N7/352	23,0	16,5	S.J.da Ribeira
N9/421	18,8	15,6	C. Novas	N8/352	21,0	16,5	S.J.da Ribeira
N11/421	18,3	15,6	Antas	N9/352	19,5	16,5	S.J.da Ribeira
N12/421	19,0	15,6	Antas	N10/352	20,6	16,5	S.J.da Ribeira

Considerámos a temperatura média anual consoante a localização para evitar erros resultantes da grande extensão da bacia. Para o efeito, foram definidas áreas de igual temperatura média anual, com base no Anuário Climatológico do Ribatejo e Oeste (INMG,1981), (Quadro 4.43) dado que diferenças na ordem de 1°C, ou mesmo de 0,5° C, poderiam ser significativas.

QUADRO 4. 43

Temperaturas médias anuais do ar no Vale do Tejo (INMG,1981)

ESTAÇÃO METEOROLÓGICA	TEMPERATURA MÉDIA ANUAL (°C)	ANOS DE OBSEVAÇÕES
Alvega	16,2	1948/70
Rio Maior	15,1	1950/69
Santarém	16,5	1941/70
Fonte Boa	16,3	1955/70
Salvaterra de Magos	15,6	1950/70
Cabo Ruivo	16,9	1959/70
Lisboa (Ajuda/Portela/geof)	16,5	1941/70
Montijo	16,4	1955/70
Pegões	15,7	1951/70
Águas de Moura	15,2	1951/70
Setúbal	16,4	1941/70

Nos furos, as diferenças encontradas entre as temperaturas oscilavam entre 2,5° C e 12,4° C. Os máximos foram registados no Poceirão e em Santo Estêvão, em furos com 60 m de profundidade. O valor médio ronda os 4,05° C e o desvio padrão é da ordem de 1,368.

A temperatura das nascentes permitiu separar grupos com valores superiores às médias anuais, que atingiram máximos superiores a 10° C, em Verdugos, Moitinho e Aldeia Velha.

4.6.9.4. RELAÇÕES ENTRE TEMPERATURA DAS ÁGUAS, MINERALIZAÇÃO E PROFUNDIDADE

Dado que, em princípio, as águas termais, na Bacia do Tejo, se relacionam com a profundidade a que são geradas, e que esta normalidade também se relaciona com a mineralização, deveria então existir entre estes parâmetros bons índices de correlação (Figs. 4. 42 a 4. 44).

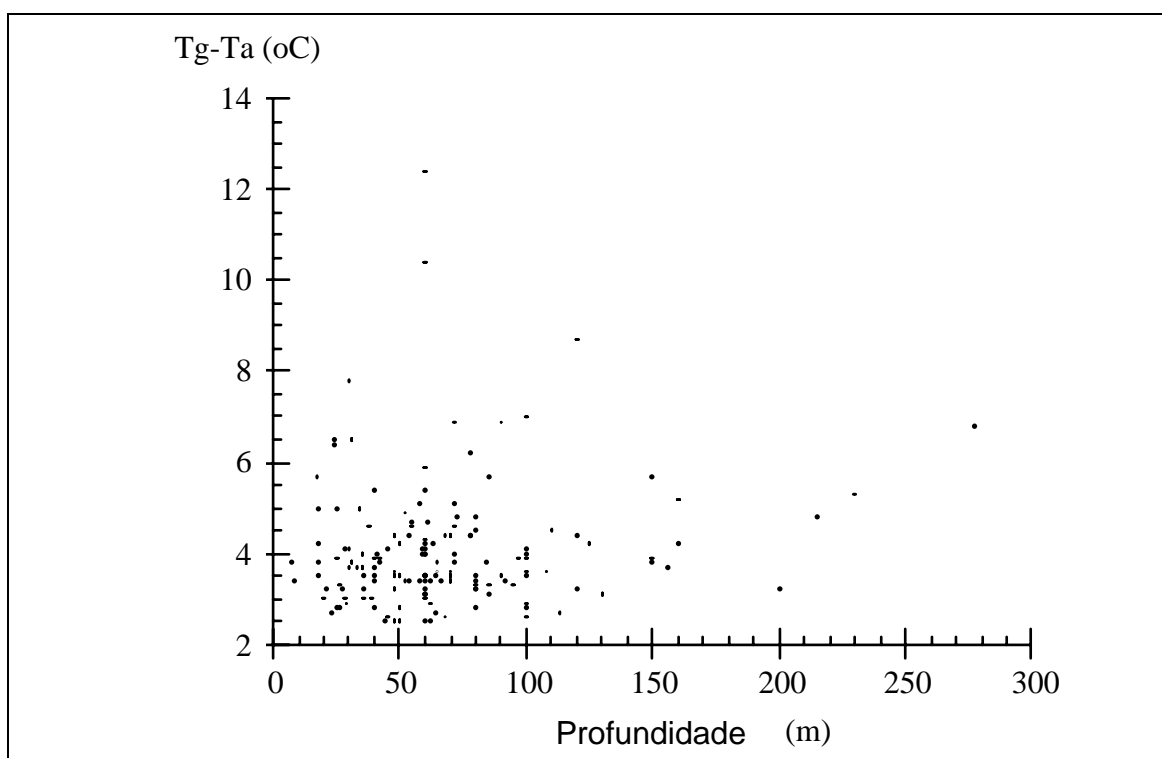


Fig. 4.42 - Correlação entre Tg-Ta e a profundidade dos furos.

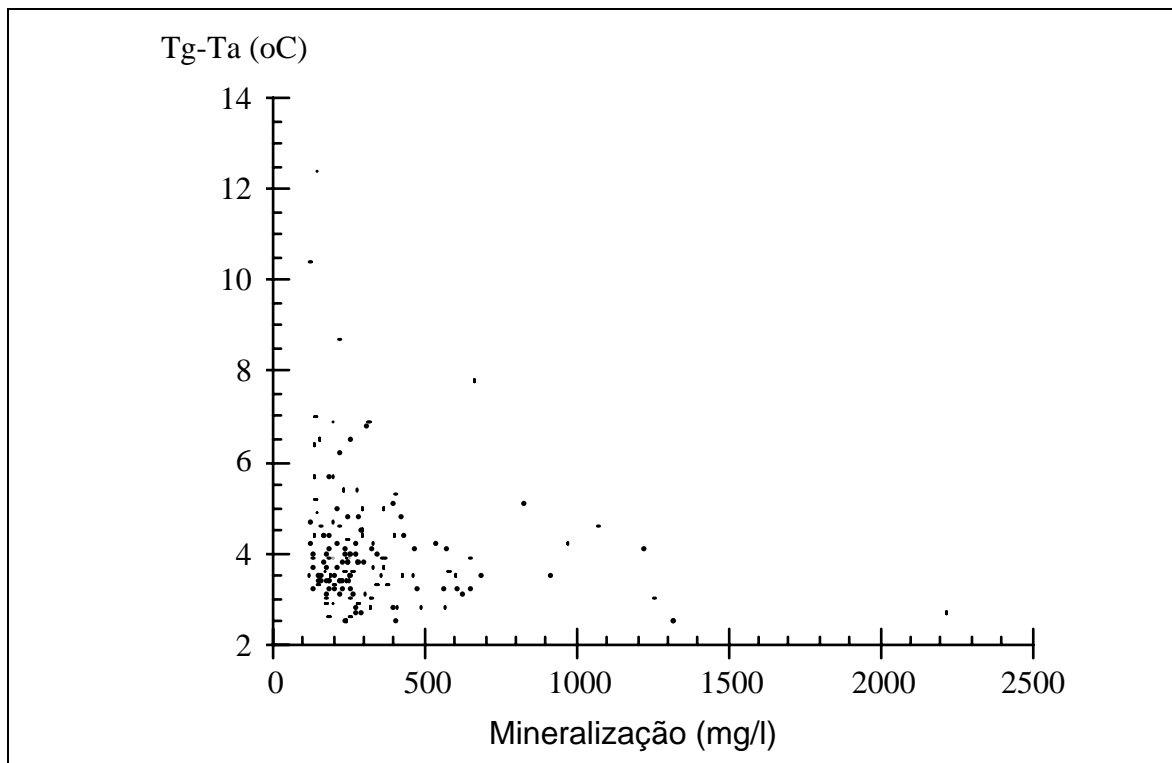


Fig. 4.43 - Correlação entre Tg-Ta e a mineralização da água captada em furos.

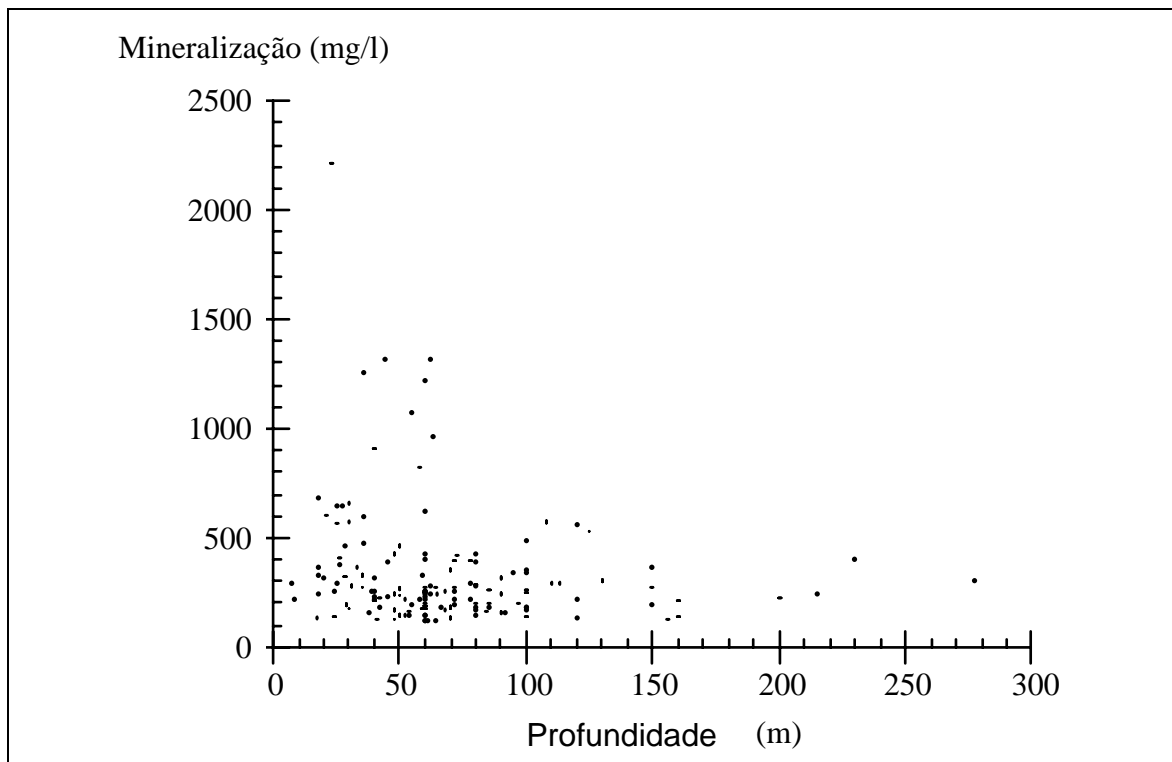


Fig. 4.44 - Correlação entre a mineralização e a profundidade da água captada em furos.

Tal não acontece, pois em todos os gráficos se nota acentuada dispersão de pontos, pelo que o termalismo está muito localizado. Correlacionar-se-á, muito provavelmente, com fluxos hídricos oriundos dos aquíferos mais profundos ou, então, estas unidades atingirão profundidades superiores às interceptadas pelas sondagens.

O desdobramento dos gráficos torna possível dois domínios de interdependência, com coeficientes de correlação próximos da unidade (0,81 e 0,79), caracterizados, respectivamente, por grandes e pequenas variações de Tg-Ta (temperatura da água devido à geotermia-temperatura ambiente média anual) com a profundidade dos furos, respectivamente, inferiores e superiores a 140 m de profundidade (Figs. 4. 45 e 4. 46).

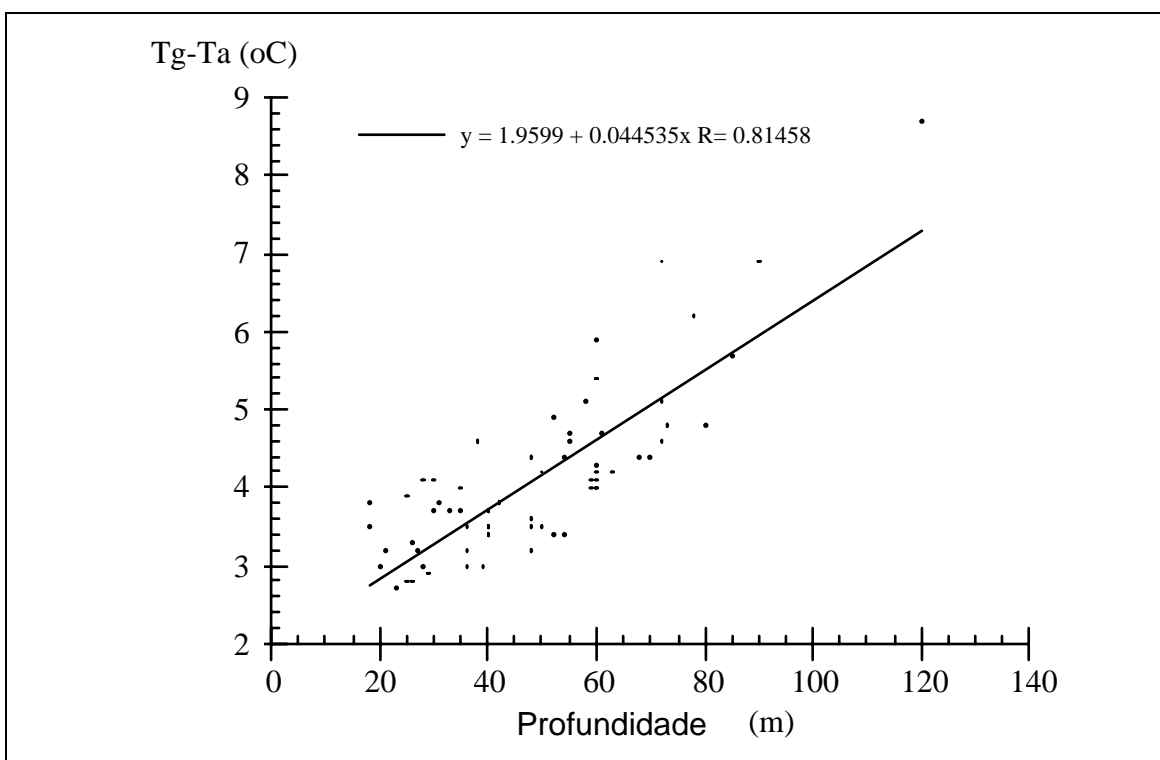


Fig. 4. 45 - Correlação entre Tg-Ta e a profundidade da água captada em furos com profundidade inferior a 140 m.

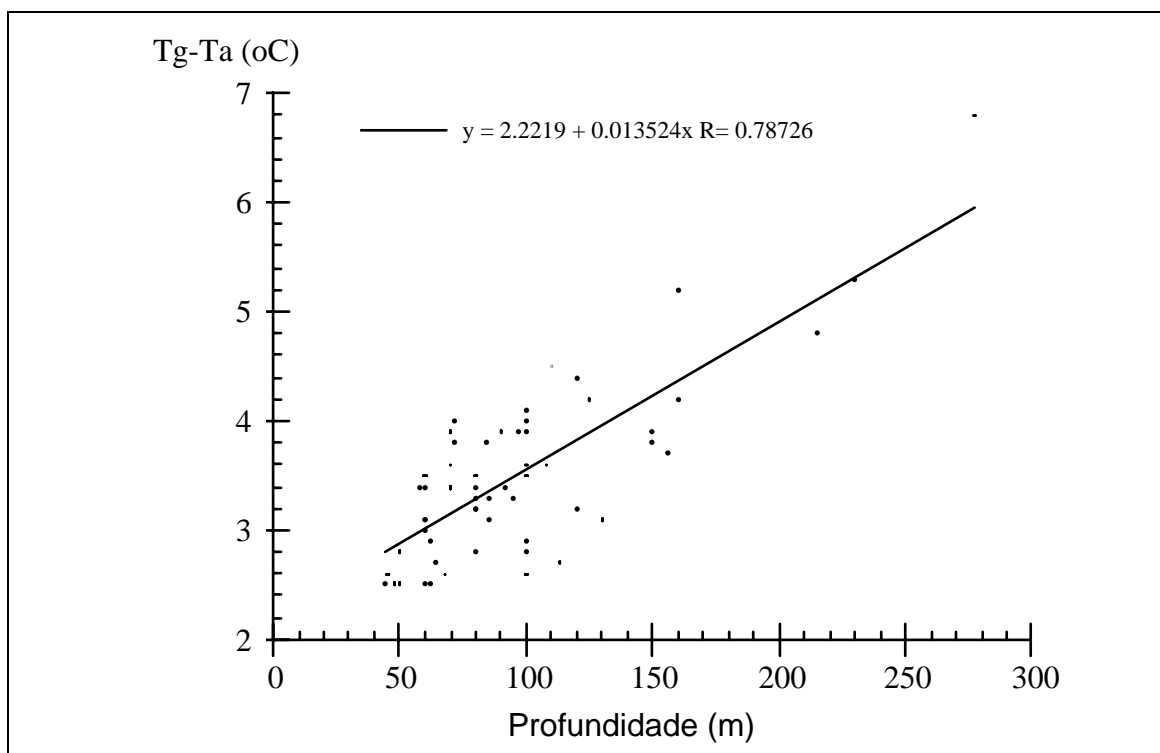


Fig. 4. 46 - Correlação entre Tg-Ta e a profundidade da águas captada em furos com profundidade superior a 140 m.

A estrutura hidrogeológica do sistema aquífero poderá explicar as correlações ou, então, a mistura de águas nos furos mais superficiais (no Pliocénico).

As diferenças entre o Pliocénico e o Miocénico face ao fenómeno de termalismo (Quadro 4. 44) não são significativas, pelo que a temperatura das águas não se pode atribuir a nenhum deles, mas a outras causas bem definidas e localizadas, nomeadamente, descarga de aquíferos profundos em locais preferenciais, com fracturas, por exemplo.

QUADRO 4. 44

Variação estatística da temperatura das águas subterrâneas do Pliocénico e do Miocénico face à temperatura atmosférica média anual

	Tg-Ta (°C)		MINERALIZAÇÃO mg/l		PROFUNDIDADE (m)	
	Pliocénico	Miocénico	Pliocénico	Miocénico	Pliocénico	Miocénico
Mínimo	2,7	2,5	119	130	18,0	44
Máximo	8,7	6,8	2216	1318	120,0	277
Média	4,1	3,5	389	299	48,2	93
Mediana	4,0	3,4	268	248	48,0	80
Desv.padrão	1,1	0,8	340	213	19,4	44

Parece provada a hipótese de o Pliocénico ser alcançado por águas profundas termais, uma vez que a sua pequena espessura e litologia são incompatíveis com as temperaturas e as mineralizações exibidas.

No Pliocénico, a mineralização das águas, regra geral, é baixa (entre 100 mg/l e 200 mg/l), mas quando misturadas com outras mais profundas e mais mineralizadas pode atingir valores superiores a 383 mg/l.

A correlação entre Tg-Ta e a mineralização (Fig. 4. 47), no caso de nascentes situadas no Pliocénico, apoia a hipótese de a elevada temperatura das águas se dever a misturas com águas termais, mais mineralizadas e mais profundas.

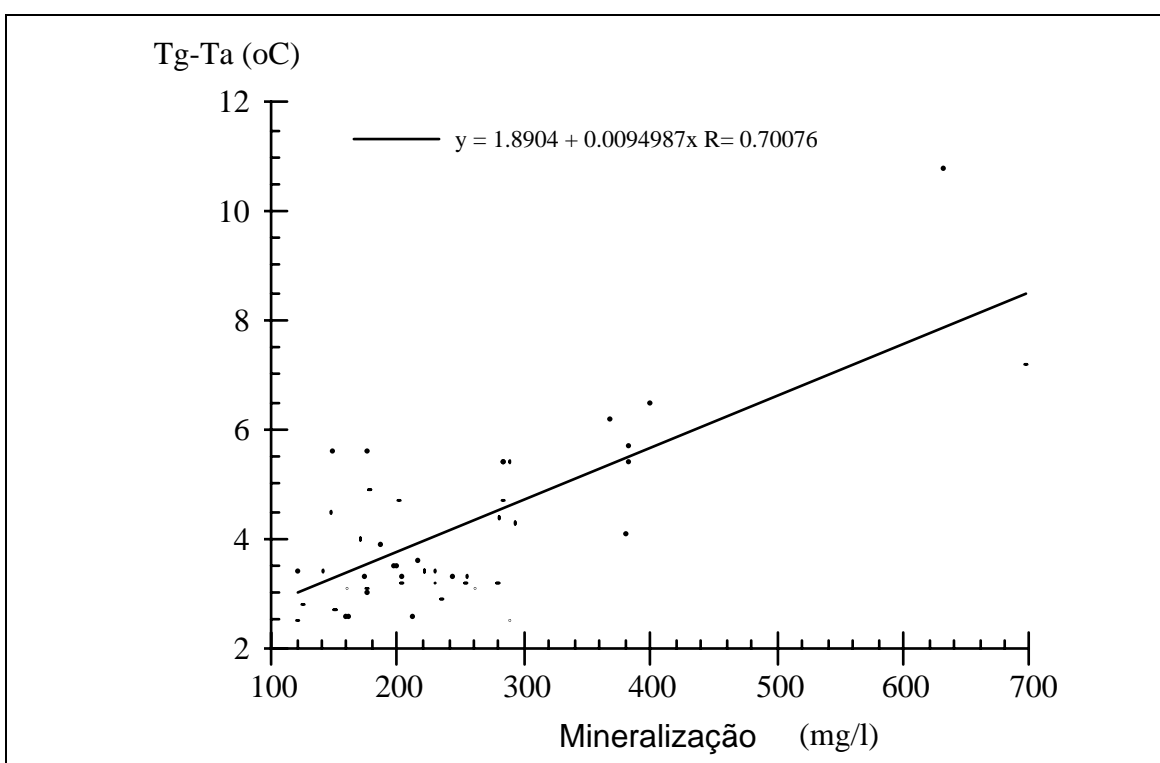


Fig. 4. 47- Correlação entre a temperatura da água de nascente “termal” no Pliocénico e a mineralização.

4.6.8.6. RELAÇÃO ENTRE O TERMALISMO E A TECTÓNICA

A localização das ocorrências, na Bacia do Baixo Tejo, de águas profundas termais parece confirmar a existência de alinhamentos tectónicos profundos, ao nível do substrato rígido, por onde ascendem as águas. Alguns deles já foram cartografados, outros, detectados à superfície, porque afectaram afloramentos, e ainda outros são de ocorrência suposta.

É possível traçar 12 alinhamentos tectónicos, paralelos entre si e coincidentes com orientações conhecidas de direcção NE-SW, aceites como falhas importantes (Tejo e Ponte Sor, entre outras).

A observação cuidada da imagem do satélite Landsat 5 “Multi Spectral Scanner”, composição colorida dos canais 7, 5 e 4 da Comissão das Comunidades Europeias e do Ministério do Plano e da Administração do Território, denuncia a existência desses alinhamentos (Fig. 4. 48).

Destes devem referir-se, em primeiro lugar, os alinhamentos F1 e F2 que, nestas zonas, ocupam o próprio leito do rio e, fora dele, em alguns locais, deram origem a pontos de água subterrânea de natureza termal, designadamente nos furos sulfurosos da Lezíria (F1 e F2), onde a água atinge temperaturas variáveis entre os 21º C e os 25º C, e nas nascentes da Adiça e do Alfeite, com temperatura da ordem dos 23º C (F2).

O alinhamento F1 estende-se desde a Costa de Caparica até, pelo menos, à base da escarpa de Santarém, passando pela escarpa a sul do Tejo (entre Cacilhas e Trafaria), leito actual do Tejo e Vala da Azambuja, enquanto o alinhamento F2 parece iniciar-se em Adiça (a sul de Fonte da Telha), passando pelo Alfeite e leito do rio até Constância.

A julgar pela ocorrência de águas termais nas proximidades dos alinhamentos referidos, pela falha que passa pelo vale da Costa de Caparica, pela intensa fracturação observada na escarpa de Cacilhas-Trafaria e o desnível por falha na escarpa de Santarém, tudo isto relativamente a F1, bem como em F2 pela tectónica da escarpa litoral, falha do Alfeite, assimetria nas espessuras dos depósitos cenozóicos nas duas margens do Tejo (Entroncamento, substrato granítico a 10 m de profundidade, enquanto em Almeirim a profundidade do substrato ultrapassa os 100 m) leva-nos a admitir que estes alinhamentos correspondem a acidentes tectónicos que podem atingir o próprio substrato.

O mesmo se poderá dizer dos alinhamentos seguintes detectados a partir do do satélite Landsat 5:

O terceiro alinhamento F3 vai desde a escarpa litoral até, pelo menos, Benavente, e nele ocorrem as nascentes de Avernais (20º C), a sul da Lagoa de Albufeira, de Fonte de Arneiro (20º C) e Pinhal dos Frades (21º C), e os furos com águas quentes (21º C) de Porto do Seixo (Samora Correia).

As nascentes de Casal Gregório, Casal Jacinto, Aldeia do Meco e Arsenais, junto a Alfarim, com temperaturas entre os 19º C e 20º C, parecem devidas a acidente tectónico, que se desenvolve desde Ulme. Este alinhamento tectónico (F4) é definido pelas nascentes de Atalaia (21,5º C), da Barroca (19,6º C), Sarilhos Grandes (22,5º C), Moita (22º C) e Pinhal dos Frades (19º C).

PROVÁVEIS ALINHAMENTOS TECTÔNICOS HERCÍNICOS

NO VALE DO TEJO

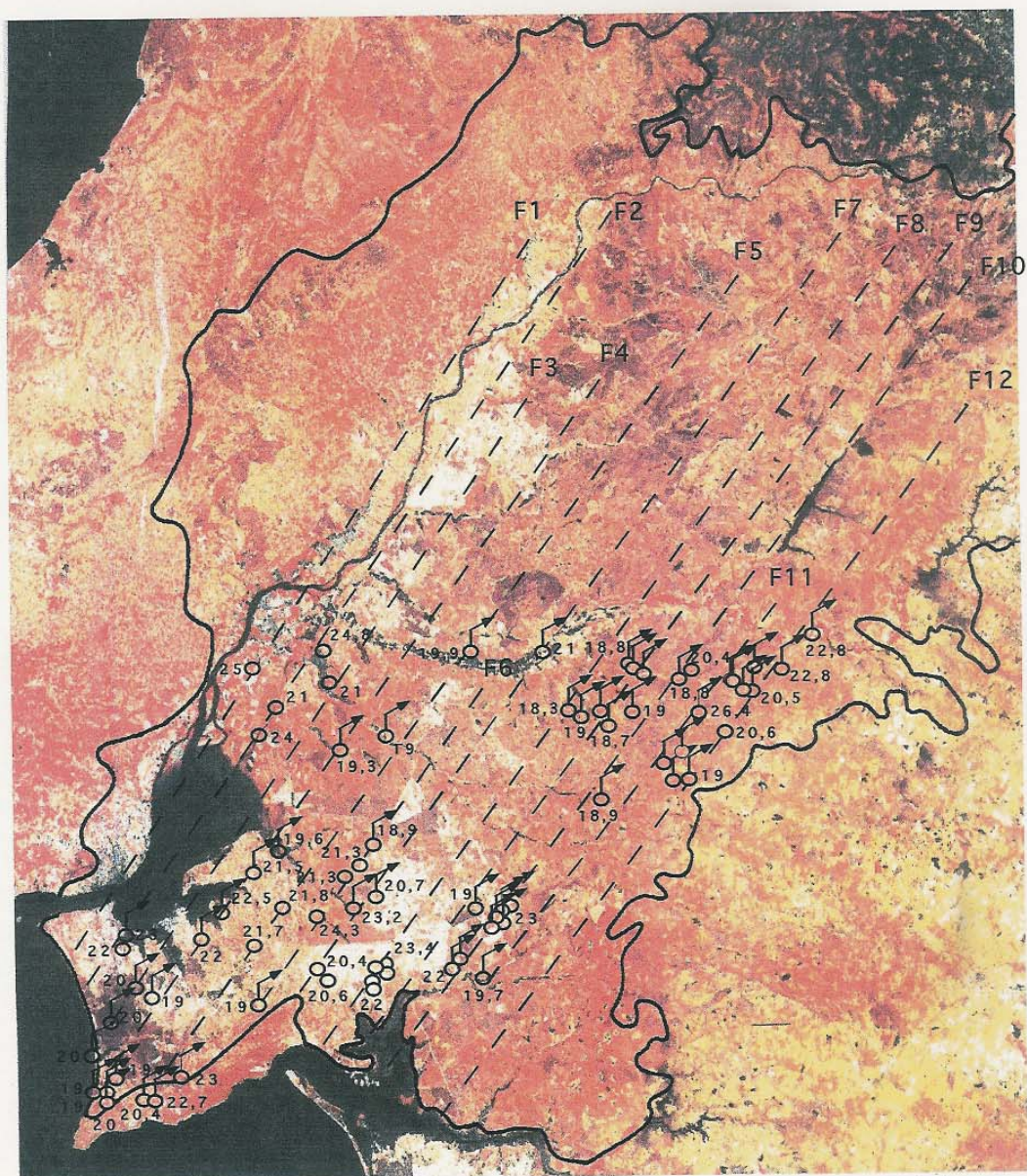


Fig. 4. 48 - Prováveis alinhamentos tectónicos hercínicos no Vale do Tejo, definidos pela localização de nascentes e furos com águas termais de baixa entalpia.

Base: Imagem do satélite Landsat 5 "Multi Spectral Scanner", composição colorida dos canais 7, 5 e 4, da Comissão das Comunidades Europeias e do Ministério do Plano e da Administração do Território.

- Nascente com água quente
- Furo com água quente

- F1 Alinhamento tectónico
- 25 Temperatura da água

Entre Vale Marcelino (Sesimbra) e São Miguel do Rio Torto (Abrantes), parece desenvolver-se um provável alinhamento tectónico (F5), cuja confirmação pederá passar pela ocorrência de furos com águas quentes (21,7º C e 21,8º C), em Fonte das Vacas (Pinhal Novo) e Charnequinha (Montijo), bem como a origem das nascentes de Maçã (22,7º C), Casal Marcelino e Arneiros de Baixo (Lavre). Em Abrantes, a W de São Miguel do Rio Torto, a existência de fractura é assinalada em dois furos artesianos que, embora encostados ao Maciço granítico, atravessam 195 m de areias sem atingirem o substrato.

O alinhamento F6 vai, provavelmente, desde a Quinta do Anjo até, pelo menos, o vale do Sorraia. Tem a apoiá-lo a ocorrência de furos termiais, em Rio Frio (24,3º C), Vale de Cebola (21,3º C) e Vale do Rafeiro (21,3º C) e, ainda as nascentes da Quinta do Anjo e Medros (Santo Isidro de Pegões) com 19º C e 18,9ºC.

De Palmela a Bemposta define-se o sétimo alinhamento tectónico, onde se situam as nascentes de Vale da Amieira (23,2º C), Machoca de Valverde (18,2º C) e Montinho Correntinho (21º C).

A nascente da Quinta da Faia (Santo Isidro de Pegões) parece definir o oitavo alinhamento.

O nono alinhamento tectónico foi já parcialmente assinalado por BARBOSA (1995), no mapa síntese da dissertação de doutoramento, e origina-se em Setúbal (Cachofarra), passando por Agualva de Cima, Poceirão e Lentisqueira, vindo a terminar no vale da Ribeira da Erra. A sua ocorrência é apoiada pelos furos com águas a temperaturas elevadas, entre os 21,5º C e os 23,4º C.

Os três últimos alinhamentos F7, F8 e F9 desenvolvem-se entre Marateca e Ponte de Sor e têm a apoiá-los, tal como nos casos anteriores, a ocorrência de furos e nascentes termiais, na região de Pegões, Lavre e em Mora; de referir a coincidência do último F9 com o alinhamento da conhecida falha de Ponte de Sor.

O alinhamento F10 é definido pelas nascentes em Monte da Pernada (Pegões), com 22º C, Rª da Califórnia, com 21,1º C, Craveiras (Pegões), com 18,3ºC, Zambujeiro (Mora), com 18,7º C e Donzenas de Baixo (Mora), com 18,5ºC.

Ao longo do alinhamento F11 situam-se as nascentes de Monte das Bicas (Pegões), com 19,7º C, de Vale da Lama (Mora), com 18,9º C e de Courelas (Mora), com 18,8º C, e ainda o furo de Foros do Rebocho, com 20,4º C.

O alinhamento tectónico de Ponte de Sor (F12) é apoiado por um grupo de nascentes em Casas Novas (Mora), Carregais de Baixo (Mora), Monte de

Verdugos de Cima (Mora) e Monte da Aldeia Velha (Mora), com temperaturas de 18,8º C, 18,6º C, 26,4º C e 25,7º C. Nele se situa também o furo de Cascada do Lavre, com 22,5º C.

5. QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Para o aproveitamento das águas subterrâneas de uma determinada região, é necessário não só reconhecer a existência de recursos, a distribuição, as possibilidades de captação, mas também avaliar a qualidade, a fim de orientar o seu uso nas diversas vertentes do abastecimento humano, agro-pecuário, agrícola, industrial, desportivo ou recreativo.

Ter consciência do seu estado de degradação em consequência da contaminação, no caso de existir, e da facilidade de deterioração, são aspectos a não esquecer nos estudos hidrogeológicos, uma vez que, podem ser encarados como argumentos de peso em decisões importantes para o desenvolvimento e ocupação de áreas aquíferas.

Numa primeira análise, a qualidade das águas depende da litologia do aquífero, dado que o quimismo das águas resulta, em grande parte, da interacção entre as fases sólida e aquosa, que se estabelece no aquífero.

Neste capítulo, tratamos de analisar a qualidade das águas subterrâneas, captadas no Miocénico, no Pliocénico e no Plisto-Holocénico, segundo a utilização doméstica e agrícola. Há que atender a normas que definem as características a ter em conta na sua classificação.

Os parâmetros mais decisivos para a classificação das águas naturais destinadas ao consumo doméstico são os aniões cloreto, sulfato e nitrato, os quais, de acordo com as directivas da UE, agrupam as águas em: “não potável, potável e sanitariamente tolerável”.

A aptidão das águas subterrâneas das citadas unidades estratigráficas para irrigação pode avaliar-se através da classificação da *U. S. Salinity Laboratory Staff*, baseada na concentração total de sais solúveis e na concentração relativa de sódio em relação ao cálcio e magnésio (índice *SAR — Sodium Adsorption Ratio*). As águas agrupam-se por classes, de acordo com as condutividades (C) e o perigo de alcalinização do solo (S) que aumenta com a concentração total de sais, quando o valor de SAR permanece constante.

5.1. CLASSIFICAÇÃO PARA USO DOMÉSTICO

O conceito de potabilidade da água para consumo humano resulta da possibilidade da sua utilização, sem perigo para a saúde. Pressupõe ter em conta certas características físicas, químicas, microbiológicas e radioactivas, definindo critérios de qualidade.

A regulamentação que determina critérios de utilização é dinâmica e evolutiva no tempo, de acordo com a inovação no campo da investigação médica, que estuda os efeitos de certos elementos no organismo humano, e com os processos analíticos usados na determinação da composição.

A primeira norma internacional para a qualidade da água data de 1963 (*Internacional Standards for Drinking Water*), e deveu-se à Organização Mundial de Saúde (OMS), na qual considera agrupadas em quatro categorias as características a ter em conta, e que afectam a potabilidade das águas: 1) químicas e físicas, 2) bacteriológicas, 3) biológicas, 4) radioactivas. A legislação interna dos países tem-se praticamente, baseado nela.

O fluoreto e o nitrato, com 1,5 mg/l e 45 mg/l de limite máximo, respectivamente, são exemplo de substâncias químicas que em quantidades determinadas podem afectar a saúde. No campo da qualidade bacteriológica interessa determinar a presença de microrganismos patogénicos ou que pela sua presença sejam indicadores de outros igualmente perigosos.

As figuras 5. 1 a 5. 3 mostram projectados sobre um diagrama (adaptação do diagrama logarítmico de SCHOELLER/BERKALOFF), que reúne as condições de composição química da água de acordo com a potabilidade definida pela norma da U. E., o intervalo das respectivas variações mínima, máxima e média dos parâmetros selectivos para consumo doméstico. Eles são: o pH, encarado não como valor a interferir na potabilidade, mas como indicador da presença de ácidos metálicos prejudiciais à saúde; o resíduo seco; os aniões cloreto, sulfato e nitrato; e os catiões cálcio e magnésio, reforçados no diagrama adoptado pela dureza que subentende a sua presença.

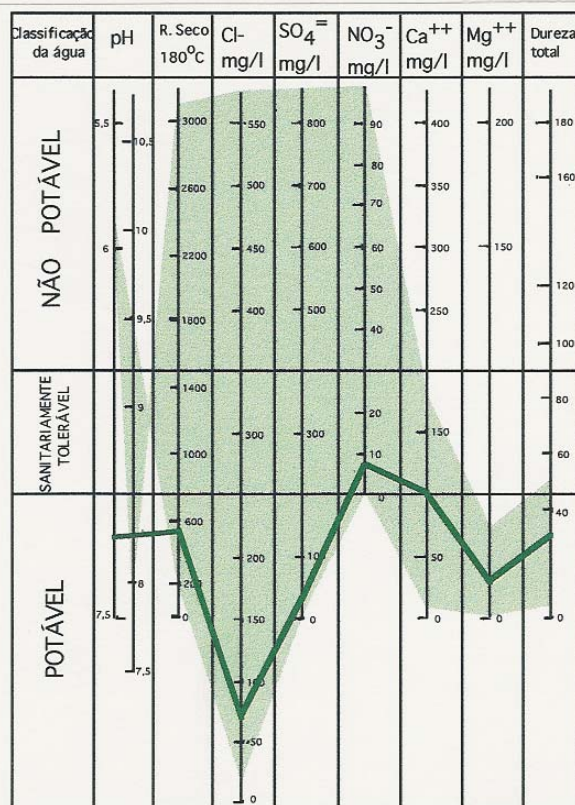
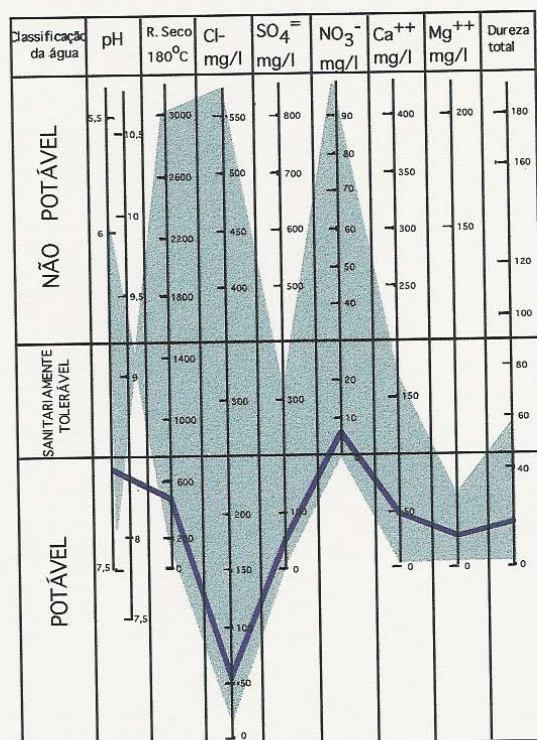
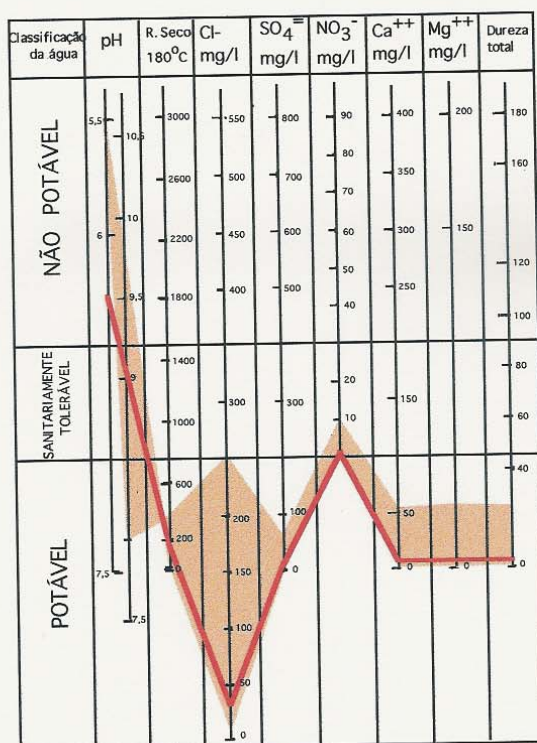


Fig. 5.1 - Diagrama de potabilidade das águas do Miocénico, para uso doméstico.



Figs. 5. 2 e 5. 3 - Diagramas de potabilidade das águas do Pliocénico (em cima) e do Plioto-Holocénico (em baixo), para uso doméstico.

5.2. CLASSIFICAÇÃO PARA USO AGRÍCOLA

A qualidade da água não é um critério absoluto na rejeição da utilização

agrícola, a qual depende consideravelmente do tipo de solo, do sistema de rega e da cultura em causa.

A classificação do *U. S. Salinity Laboratory Staff*, aqui seguida, baseia-se na concentração total de sais solúveis, expressa em condutividade, e no índice SAR, que representa o teor relativo de sódio comparativamente ao cálcio e magnésio presentes na água. Combinados estes parâmetros, são definidas classes de aptidão, tendo em conta as características do solo a irrigar, alertando ao mesmo tempo para os perigos de alcalinização e referindo as culturas mais adequadas, de acordo com a tolerância das plantas aos sais.

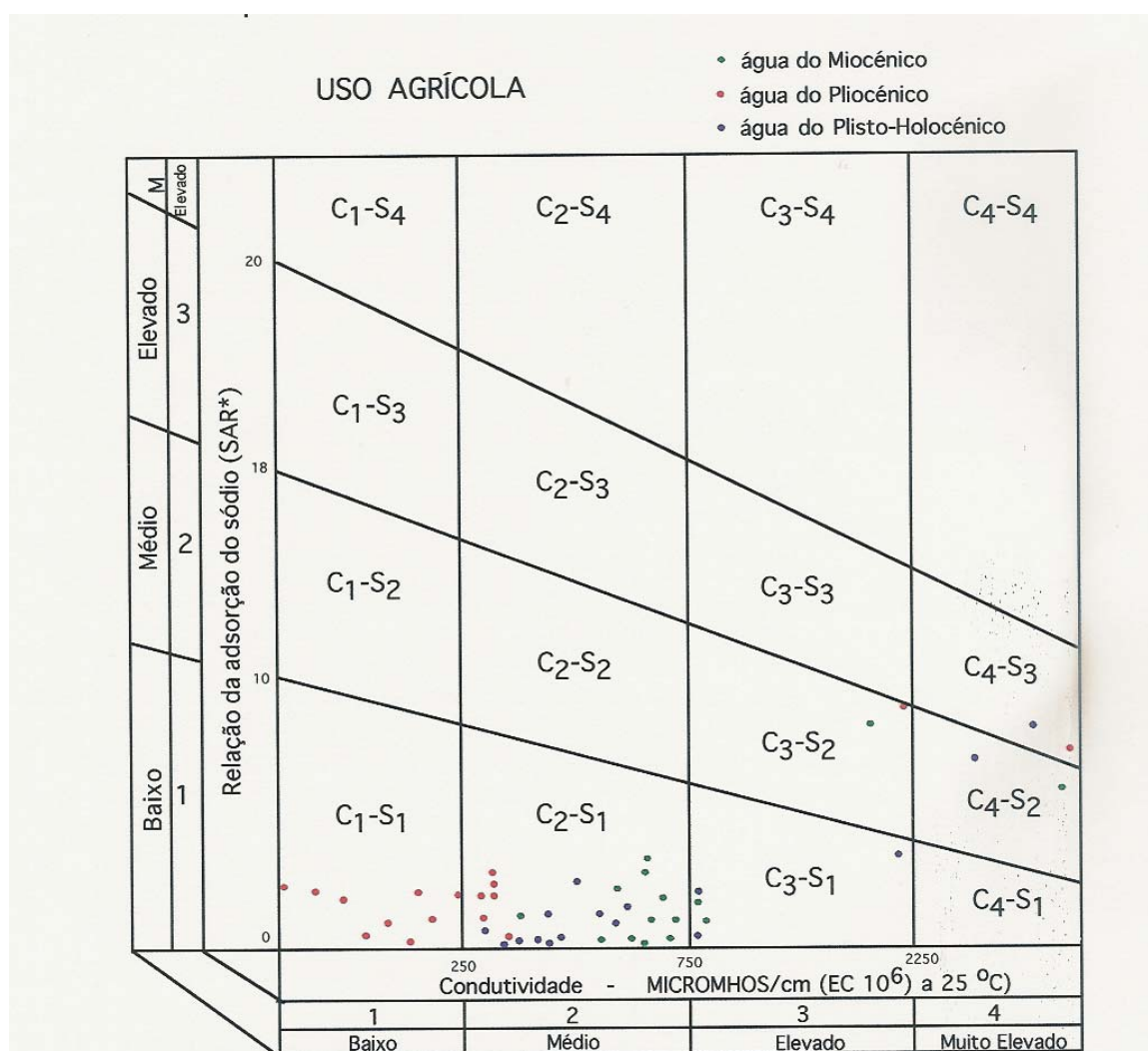


Fig. 5. 4 - Diagrama SAR - Classificação para uso agrícola das águas do Miocénico, Pliocénico e Plisto-Holocénico, segundo o método do *U S SALINITY LABORATORY STAFF*.

$$*SAR = \frac{r \text{ Na}^+}{\sqrt{\frac{r \text{ Ca}^{++} + r \text{ Mg}^{++}}{2}}} ; r - \text{meq/l}$$

A projecção de 50 análises de águas, distribuídas aleatoriamente pelo Cenozóico do Baixo Tejo, ou seja, captadas no Miocénico, no Pliocénico e no Plisto-Holocénico (Fig.5. 4), revela o seguinte:

-As águas do Pliocénico (C1-S1) caracterizam-se por baixa salinidade, condutividade até 250 micro-ohms/cm (a 25° C) e baixo teor de sódio. Podem usar-se na maior parte das culturas e em quase todos os solos sem perigo de os salinizar e com escassas possibilidades de alcançarem elevadas concentrações de sódio;

-As águas do Miocénico e do Plisto-Holocénico (C2-S1 e C3-S1) são, no geral, de qualidade razoável, podendo ser utilizadas em culturas moderadamente tolerantes aos sais, a muito tolerantes. As águas das classes C2 são de salinidade média e condutividade entre 250 micro-ohms/cm e 750 micro-ohms/cm (a 25° C) (160 mg/l a 480 mg/l de mineralização). Quando a mineralização aumenta, de forma que a condutividade exceda os 750 micro-ohms/cm (a 25° C) (classes C3), as águas, embora possam ser utilizadas em plantas tolerantes aos sais, só devem sê-lo em solos com drenagem adequada e controlo de salinidade.

Por acção da intrusão marinha, em zonas próximas do estuário, estas águas podem perder qualidades e tornar-se mesmo desadequadas à rega (pontos das classes C3-S1, C3-S2, C4-S2) em solos com drenagem deficiente.

6. VULNERABILIDADE DO SISTEMA AQUÍFERO

As águas superficiais ou subterrâneas, no seu estado natural, dissolvem substâncias e recolhem matéria orgânica, em vários estados de biodegradação, durante o trajecto pela atmosfera, solo e subsolo.

A presença anómala na água de substâncias orgânicas, inorgânicas e biológicas ou de temperaturas e radioactividade em valores de grande intensidade, que produzam deterioração ou afecção adversa à sua qualidade ou utilidade para uma aplicação específica, conduzem à sua contaminação ou poluição.

Nas águas subterrâneas, por constituírem um sistema físico-químico aberto em constante relação com o meio ambiente, composto por águas de diferentes origens (superficiais-continentais ou marinhas, correntes ou estagnadas) e por rochas diversas, onde a acção do homem não é de desprezar, a vulnerabilidade à poluição depende grandemente da estrutura e dos limites dos aquíferos.

A contaminação das águas subterrâneas é, desta maneira, caracterizada por grande diversidade de formas e origens, ligadas a causas naturais ou resultantes de actividades antropogénicas.

Nos fenómenos naturais, causadores de poluição, incluem-se as rochas salíferas e as concentrações minerais, quando presentes na região, e a intrusão marinha. Estes fenómenos podem ser empolados pela actividade humana, devido à irracionalidade da exploração de substâncias minerais, incluindo a água, e construção de obras de engenharia.

As actividades humanas contribuem consideravelmente para a degradação do meio ambiente, em especial da água subterrânea, sendo as suas principais causas, o crescimento da população, a diminuição do rendimento dos solos, a introdução da agricultura intensiva, a procura incessante de maiores lucros e o desenvolvimento tecnológico.

São frequentes as contaminações resultantes da utilização exaustiva de fertilizantes e pesticidas (muitas vezes desnecessária), da concentração de gado e resíduos agrícolas, da eliminação inadequada de resíduos sólidos e águas residuais, da localização e construção de aterros e lixeiras em locais impróprios, da exploração irracional e anárquica de aquíferos costeiros ou próximos dos estuários, da construção de obras de engenharia, da exploração de pedreiras e extracção de areia.

6.1. CONTAMINAÇÃO POR ÁGUAS SALINAS (ver 4.6.5.1. c)

Uma das mais importantes causas naturais de contaminação da água potável é a intrusão marinha. Pode assumir proporções incontroláveis, em consequência da exploração irracional dos aquíferos costeiros ou através de captações mal construídas. No caso da Bacia sedimentar, as zonas críticas de contaminação situam-se próximas dos estuários dos rios Tejo e Sado, especialmente nas áreas intermarés.

O que mais denuncia uma situação de intrusão marinha é a subida rápida no conteúdo de sais, nomeadamente o aumento inesperado do ião cloreto e sódio. Situações de invasão marinha ocorrem em Alverca, Alhandra, Vila Franca de Xira, Azambuja, Porto Alto, Malhada, Alcochete, Barreiro, Mitrena e Praias do Sado.

6.2. CONTAMINAÇÃO POR COMPOSTOS NITROGENADOS

Os compostos nitrogenados resultam normalmente de actividades antropogénicas. A tendência natural destes compostos, na presença de oxigénio, é de se oxidarem a nitratos. Após o esgotamento do oxigénio, inicia-se um processo de redução a nitrito, amónia e azoto molecular.

Em circunstâncias normais, a presença de nitratos nas águas subterrâneas não excede os 10 mg/l, sendo inexistente a ocorrência de nitritos e amónia, à excepção das águas profundas, em ambientes redutores.

O azoto, sob a forma de nitrato solúvel, torna-se prejudicial à saúde para valores superiores a 45 mg/l, pelo que, devido à dupla gama de actividades fornecedoras de azoto, agricultura e águas residuais, é dos poluentes mais temidos. Nos adultos, o seu efeito primário restringe-se à irritação da mucosa intestinal, enquanto o seu derivado por redução, o nitrito, provoca efeitos bastante graves de bloqueio da hemoglobina do sangue, inibindo o transporte de oxigénio, facto bastante grave nos recém-nascidos, aos quais provoca perturbações cerebrais ou mesmo a morte. Em altas concentrações, pode metabolizar-se a partir de compostos amina/amido, constituindo potenciais cancerígenos.

O conjunto das análises físico-químicas de águas, entre 1956 e 1998, permite fazer uma abordagem temporal da evolução da sua degradação, relativamente ao conteúdo de nitratos. Apesar das limitações ligadas às condições da colheita e da análise, não deixamos de proceder ao seu estudo

relativo.

O quadro 6. 1 mostra a estatística da concentração de nitrato, nas águas dos furos, poços e nascentes, nos últimos 40 anos.

QUADRO 6. 1

Concentração de nitrato nas águas subterrâneas de furos, poços e nascentes, nos últimos 40 anos

ANOS	N.º DE PONTOS	PONTOS COM NO ₃ >10 mg/l	% EM REALAÇÃO AO TOTAL	CONCENTRAÇÃO RESULTANTE DE CONTAMINAÇÃO			CONCENTRAÇÃO NORMAL (<10 mg/l)		
				mg/l			mg/l		
				Min.	Máx.	Méd.	Min.	Máx.	Méd.
50-60	104	22	21	10,8	80,0	27,1	0	9,0	1,9
70	49	4	8	16,0	25,0	20,3	0	8,8	0,9
80	134	34	25	10,0	132,6	29,1	0	9,9	2,1
90	161	77	48	10,1	495,5	62,9	0	9,4	2,6

Não obstante as dificuldades referidas, o número de casos analisados com teores de nitratos acima de 10 mg/l cresceu consideravelmente nos anos 90 (21 %, 25 % e 48 %, respectivamente, para os anos 60, 80 e 90).

Nos casos detectados com teores acima dos 10 mg/l, a concentração média de nitrato é da mesma ordem de grandeza, cerca de 29 mg/l para os anos 60 e 80, e de 63 mg/l para os anos 90, o que traduz não só um aumento da contaminação em número de casos estudados, mas também nos seus teores. Enquanto a média de nitratos nas águas, até aos anos 90, não ultrapassava os valores toleráveis (45 mg/l, seg. OMS, para águas potáveis), nos anos seguintes, a média ultrapassa largamente o limite recomendado.

As amostras com concentrações inferiores a 10 mg/l apresentam médias de 2,2 mg/l, valor muito provável para a composição das águas subterrâneas no Cenozóico do Baixo Tejo, ausentes de poluição.

6.2.1. DISTRIBUIÇÃO DA CONTAMINAÇÃO PELO SISTEMA AQUÍFERO

A presença de nitratos nas águas subterrâneas do Cenozóico do Baixo Tejo assinala-se por toda a região segundo valores variáveis, podendo atingir números bastante elevados.

Das análises em 504 pontos de água (71 nascentes, 45 poços e 388 furos), 202 apresentam conteúdos de nitratos acima de 10 mg/l e 12, a concentração ultrapassa 100 mg/l.

A contaminação de nitratos tanto aparece nas nascentes (mais vulneráveis) como nas captações superficiais (poços) ou nas profundas (furos) (Quadro 6. 2).

QUADRO 6. 2

Concentração do ião nitrato nas águas subterrâneas de furos, poços e nascentes

	N.º TOTAL DE PONTOS	ÁGUAS COM NO ₃ ⁻ >45 mg/l	%	ÁGUAS COM 10 mg/l<NO ₃ ⁻ <45 mg/l)	%	ÁGUAS COM NO ₃ ⁻ >10 mg/l	%
Furos	388	44	11	96	25	140	36
Nascentes	71	18	25	32	45	50	70
Poços	45	6	13	6	13	12	27

Os valores máximos foram registados em dois furos na Foz do Rego (495,5 mg/l, 300 mg/l), num poço em Via Rara (218,5 mg/l), e nas nascentes em Vale da Pinta (134 mg/l).

A subida dos teores de nitratos é acompanhada, muitas vezes, de aumento nos teores de cloretos e/ou sulfatos, o que poderá indicar, em alguns casos, acção conjugada de diversos factores poluentes.

A situação é bastante grave nas nascentes, uma vez que, das estudadas, 70 % se encontram poluídas e 18 %, com concentrações superiores a 45 mg/l.

Situação não representativa surge no caso dos poços, onde a percentagem de pontos contaminados deve ser superior ao valor encontrado (27 %), o que poderá ficar a dever-se à reduzida amostragem, num universo de, pelo menos, dois milhares.

Nos furos, a percentagem de amostras com teores de nitrato acima dos

10 mg/l é de 36 %, ocorrência que poderá resultar da má construção das obras de captação, que poderão permitir a mistura de águas.

Dos casos com teores de nitratos acima de 10 mg/l, 23 deles situam-se no Pliocénico, 27 no Miocénico e 14 em ambos, percentualmente representados por 35,9 %, 42 % e 21,9 %, respectivamente.

A poluição por nitratos encontra-se, assim, dispersa por toda a zona, em percentagem muito semelhante, porém, com valores ligeiramente mais elevados no Miocénico, o que poderá atribuir-se à sua maior taxa de ocupação agrícola e industrial. A confirmar isto, o facto de quando se trata de furos mais profundos e se exploram as duas unidades, Miocénico e Pliocénico, a percentagem em causa reduz-se para quase metade.

No Miocénico, a presença de nitratos é preocupante, dado que cerca de metade das análises estudadas denota contaminação (42 %). A situação agrava-se ainda mais, se atendermos que a média deste ião é de 68,4 mg/l (bastante superior ao limite máximo de 45 mg/l, recomendado pela OMS). A contaminação generaliza-se por toda a zona estudada, assinalando-se casos no litoral oeste, em Foz do Rego e Murfaçém; no sul, em Vila Nogueira de Azeitão; na região de Lisboa, em Alverca, Bobadela, São João da Talha, Camarate e Santa Iria da Azóia; na região de Santarém, em Almoester, Vila Nova da Babela, Vale da Pinta, Pontével e Vale de Santarém; na região de Torres Novas, em Arneiro de Milhariças.

As águas do Pliocénico, na generalidade, ainda se encontram pouco poluídas, dado que dos 113 casos só 31 (27 %) apresentam conteúdos de nitratos superiores a 10 mg/l, com média inferior a 29,4 mg/l. De um modo geral, a contaminação global ainda não atinge valores críticos. No entanto, em certas situações, os máximos toleráveis (seg. OMS, de 45 mg/l) são ultrapassados, como acontece em Atalaia (77,5 mg/l e 55 mg/l), Cortiçadas do Lavre (66,4 mg/l), Granho (50,4 mg/l) e Lentisqueira (45,5 e 46,8 mg/l).

A permeabilidade do Pliocénico é a causa principal da presença de nitratos em furos profundos, embora o fenómeno também se possa dever à má construção das obras de captação (Quadro 6. 4). Em Atalaia (Montijo), num furo com 190 m de profundidade, a concentração de nitratos é de 55 mg/l, e noutro, na mesma zona, mas de 157 m, é de 77,5 mg/l. No furo do Mouchão da Póvoa, de 232,8 m de profundidade, a concentração é de 12,7 mg/l.

Os dados disponíveis para o Plisto-Holocénico não são representativos do estado de degradação da qualidade das águas, uma vez que, das poucas amostras estudadas (57), somente duas exibem teores de nitrato superiores a 10 mg/l; precisamente as analisadas nos anos 90 (Quadro 6. 5).

Por isso, é imprescindível desenvolver estudos complementares esclarecedores, com maior número de colheitas.

QUADRO 6. 3

Concentração de nitrato nas águas do Miocénico

NITRATO (média 68,4) (mg/l)	LOCAL (data)	NITRATO (média 68,4) (mg/l)	LOCAL (data)
14,0	Nascente, V. Nogueira de Azeitão (1991)	10,1	Nascente, Almoster (1994)
29,7	Nascente, Oleiros (1991)	58,2	Nascente, Vila Nova Babela (1994)
48,4	Furo, Cabo Ruivo (1990)	54,2	Nascente, Almoster (1994)
300,0	Furo, Foz do Rego (1990)	58,8	Nascente, Almoster (1994)
495,6	Furo, Foz do Rego (1990)	30,0	Nascente, Gaio de Cima (1994)
171,0	Furo, Quinta Peralta (1990)	88,7	Nascente, Vale da Pinta (1994)
17,0	Furo, Murfaçem (1990)	134,5	Nascente, Vale da Pinta (1994)
24,4	Furo, Q. Piedade (1989)	28,9	Nascente, Vale da Pinta (1994)
80,0	Furo, Alverca (1964)	14,3	Nascente, Pontével (1994)
40,2	Furo, São João Talha (1961)	62,8	Nascente, Torre Penalva (1994)
50,0	Furo, São João Talha (1961)	97,2	Poço, Pontével (1994)
25,0	Furo, São João Talha (1964)	31,8	Poço, Pontével (1994)
24,8	Furo, Camarate (1965)	44,9	Poço, Vale de Santarém (1994)
30,0	Furo, São João Talha (1966)	24,2	Furo, Carregado (1983)
37,0	Furo, Santa Iria Azóia (1968)	26,1	Nascente, Casal Faro (1995)
33,0	Furo, Santa Iria Azóia (1968)	62,1	Nascente, Fazendas (1995)
60,0	Furo, Santa Iria Azóia (1968)	43,9	Nascente, Panças (1995)
24,0	Furo, Santa Iria Azóia (1979)	48,0	Nascente, Fonte da Aldeia (1993)
19,8	Furo, Bobadela 1982	91,5	Nascente, Arrouquelas (1990)
297,1	Furo, Via Rara (1994)	19,8	Nascente, Aldeia Zambujo (1990)
17,5	Nascente, Via Rara (1985)	69,0	Nascente, Fonte Estangalholá (1990)
10,4	Nascente, Monte Eanes (1990)	63,2	Nascente, Arneiro de Milhariças (1966)

QUADRO 6. 4

Concentração de nitrato nas águas do Pliocénico

NITRATOS (média 29,4) (mg/l)	LOCAL (data)	NITRATOS (média 29,4) (mg/l)	LOCAL (data)
16,8	Nascente, Quinta do Conde (1989)	19,7	Nascente, Carvalhoso-Montargil (1983)
25,0	Furo Mundet (1972)	20,0	Furo, Granho (1994)
77,5	Furo, Atalaia (1989)	50,4	Furo, Granho (1994)
55,0	Furo, Atalaia (1992)	46,0	Nascente, V. Areia (1994)
22,0	Furo, Vale Figueira (1962)	31,4	Nascente, Q. Caneiro (1994)
11,8	Furo, Pinhal Novo	36,3	Furo, Moita Linda (1991)
21,4	Nascente, Catapereiro (1989)	13,8	Furo, Moita Linda (1991)
15,7	Nascente, Carvoeiras (1989)	30,5	Furo, Foros Salvaterra (1991)
29,7	Nascente, Monte Carvalho (1989)	12,6	Furo, Foros Salvaterra (1991)
66,4	Furo, Cortiçadas do Lavre (1992)	14,2	Furo, Lagoa (1991)
20,0	Furo, Foros Carapucos (1992)	20,0	Furo, Lagoa Donzelas (1991)
20,8	Nascente, Casas Novas-Lavre(1992)	27,8	Furo, Garrocheira (1991)
11,3	Nascente, Vale Paços-Lavre (1992)	45,5	Furo Lentisqueira (1991)
21,0	Nascente, Monte Gomas (1992)	46,8	Furo, Lentisqueira (1991)
22,1	Nascente, Monte Gomas (1992)	41,0	Nascente, Fonte Branca (1990)
18,6	Nascente, Medronheira-Lamarosa (1983)		

QUADRO 6. 5

Concentração de nitrato nas águas do Plisto-Holocénico

NITRATOS (média 32,4) (mg/l)	LOCAL (data)	NITRATOS (média 32,4) (mg/l)	LOCAL (data)
19,6	Furo, Mouchão Lombo Tejo (1959)	40,0	Furo, Meirinha (1968)
53,8	Poço, Fontainhas (1991)	17,7	Furo, Casal da Beata-Tramagal (1964)
15,5	Poço, Mouchão Azambuja (1982)	13,3	Furo, Tainho (1966)
127,3	Poço, Garrocheira (1994)	22,0	Furo, Alferrarede (1988)
24,2	Furo, Carregado (1983)	16,0	Furo, Carregueira (1971)
23,7	Furo Castanheira (1969)	16,0	Furo, Carregueira (1971)

Outro tipo de contaminação pode ocorrer no sistema aquífero cenozóico do Baixo Tejo, dado que são notadas presenças anómalas de outros iões para baixas concentrações de nitratos, excluindo, à partida, a hipótese de contaminação urbana ou agrícola, caracterizadas por produzirem grandes quantidades destes iões.

Por exemplo, a presença anómala de sódio, 78 mg/l, nas águas de um furo em Fernão Ferro, na Quinta da Xícara, resulta aparentemente de outra forma de contaminação, visto que é acompanhado de concentração igualmente anómala de cloreto (115 mg/l) e de sulfato (74 mg/l) para baixo teor de nitrato (8 mg/l).

Já o furo da Câmara Municipal de Lisboa, aberto no Campo Grande em 1985, com 14 m de profundidade, captou águas com 286 mg/l de sódio, 355 mg/l de cloreto, 404 mg/l de sulfato e 48 mg/l de nitratos, situação provável de contaminação por águas residuais.

Os furos da Foz do Rego, Murfacém, Quinta do Peralta e Covas, no Miocénico, possuem águas com concentrações anómalas de sódio, superiores a 100 mg/l, de cloretos (130 mg/l a 312 mg/l), de sulfatos (120 mg/l a 500 mg/l) e de nitratos (7 mg/l e 496 mg/l). O mesmo acontece nos furos profundos da Câmara Municipal de Benavente, em Vale Farelos e em Coruche (168 m e 222 m) que mostram concentrações superiores a 100 mg/l para baixas concentrações relativas de cloreto (entre 60 mg/l e 189 mg/l) e sulfato (entre 7 mg/l e 90 mg/l).

A concentração de sódio (145 mg/l e 99 mg/l) nas nascentes de Vale da Pinta e Pontével, com cloretos na ordem de 182 mg/l a 198 mg/l, e sulfatos de 42 mg/l a 82 mg/l, não parece dever-se a fenómenos de contaminação, embora em Vale da Pinta mostre teores de nitrato na ordem dos 130 mg/l (relacionável com contaminação). Estas águas parecem resultar de ascensões regionais de fluxos

profundos com contacto no sal-gema do diapiro de Rio Maior. Águas semelhantes aparecem também em alguns poços próximos, em Alto do Forno, Quinta da Arrancosa (Cartaxo) e Cabouco Perua (Cartaxo).

7. UNIDADES AQUÍFERAS

Embora o Cenozóico do Baixo Tejo constitua sistema aquífero multicamada, com comportamento, na globalidade, livre (aberto), de grande complexidade, em função das características apresentadas ao nível da estrutura geológica, da composição físico-química das águas e dos parâmetros hidráulicos; apesar de em todas as situações analisadas o sistema ter comportamento de aquífero semiconfinado, à escala regional poder considerar-se livre, de grande potência, heterogéneo e anisótropo; na realidade, todos os ensaios de bombagem efectuados em regime variável atingiram 70 % do rebaixamento máximo nos primeiros 5 minutos de bombagem, momento a partir do qual se alcança a estabilização.

A rápida estabilização dos níveis resulta da solicitação dos aquitardos sub e sobrejacentes que passam a alimentar o aquífero em exploração, por abaixamento da pressão. Este, no decurso da exploração, pode exhibir diversos comportamentos, com ordem variável entre livre, confinado e semiconfinado.

De acordo com o modelo conceptual idealizado, surgem alguns valores estimados por outros autores para coeficiente de armazenamento, mais vulgarmente relacionados com aquífero semiconfinado (10^{-3} e 10^{-4}). ALMEIDA (1977) apresenta, para vários locais no Cenozóico do Baixo Tejo, coeficientes nessa ordem de grandeza, 10^{-3} em Valada; 8×10^{-4} em Espadanal; 7×10^{-4} na Siderurgia Nacional; e 10^{-3} e 4×10^{-4} em Mitrena; em Soltroia foi, apesar de previsível, ligeiramente diferente (8×10^{-5}).

Considerando a heterogeneidade litológica da Bacia sedimentar apoiada pela composição físico-química das águas, exibida ao nível da unidade estratigráfica, podemos subdividir a extensa unidade hidrogeológica, constituída pelo Cenozóico do Baixo Tejo, em 3 subunidades aquíferas: Miocénico, Pliocénico e Plisto-Holocénico.

Cada subunidade é composta por depósitos arenosos, às vezes calcarenitos produtivos, intercalados com níveis argilosos, os quais, de acordo com a predominância de fácies litológica, definem aquíferos e/ou aquitardos de que podem resultar complexas relações hidráulicas.

A composição físico-química das águas aponta para a diferenciação. Com

maior destaque, relativamente aos outros parâmetros, a dureza das águas reforça a separação (Fig. 7. 1), variando significativamente de acordo com a proveniência das águas, se do Miocénico, do Pliocénico ou do Mio-Pliocénico.

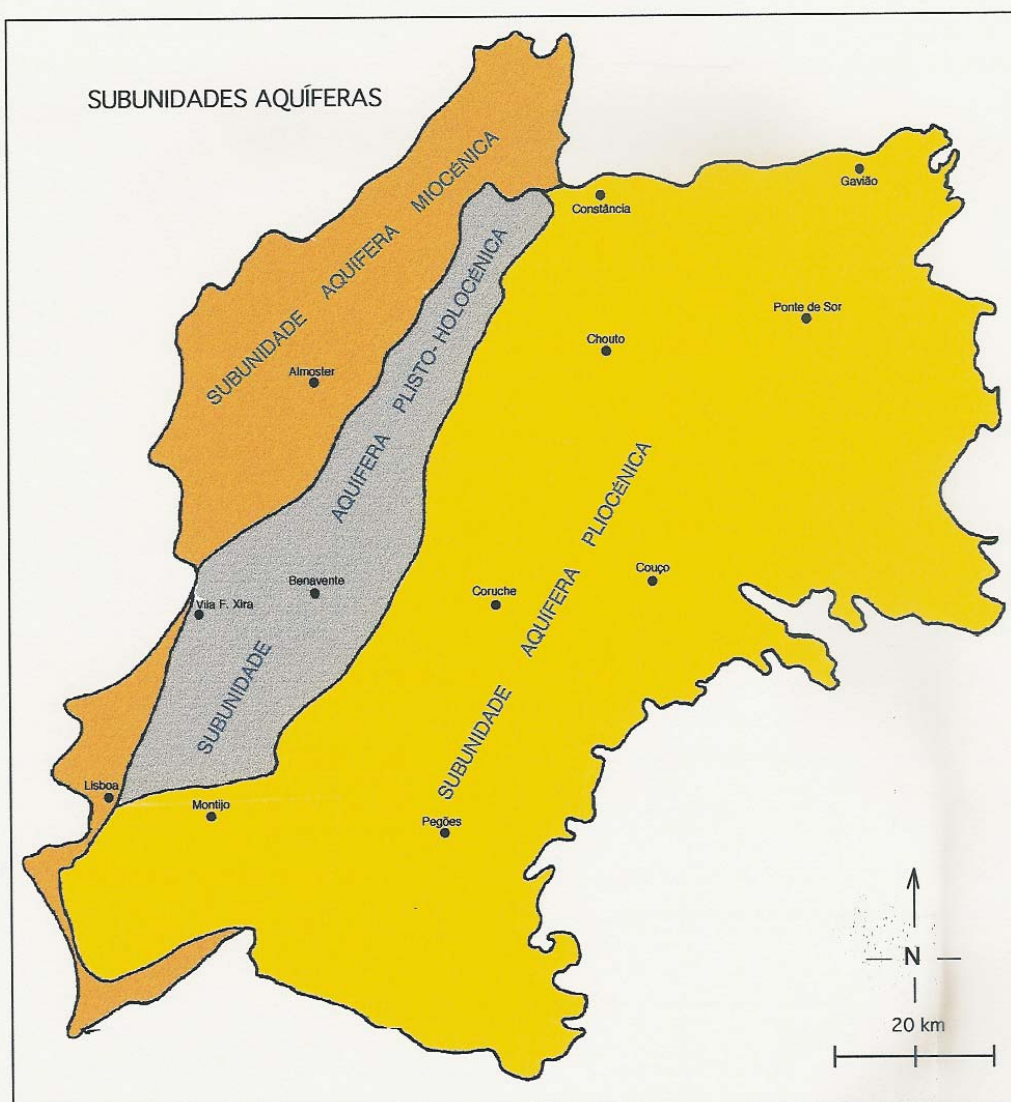


Fig. 7. 1 - Subunidades aquíferas no Cenozóico do Baixo Tejo.

Na margem direita do Tejo, as águas captadas no Miocénico exibem durezas entre 20º F e 60º F enquanto no Pliocénico, na margem esquerda, não supera os 10º F. Na Península de Setúbal, onde o aquífero é constituído por depósitos do Miocénico e do Pliocénico, exibe valores intermédios, na ordem dos 13º F a 19º F, como resultado da mistura. No entanto, os níveis superiores do Pliocénico apresentam durezas baixas, entre 2º F e 6º F.

Por outro lado, a sua qualidade, quando ausente de fenómenos

modificadores, pode considerar-se homogénea se provém da mesma unidade estratigráfica, embora com ligeiras diferenças de local para local, consoante as variações de fácies dentro de cada unidade.

As águas captadas no Miocénico da margem direita do Tejo e da Península de Setúbal caracterizam-se por exibirem maiores teores de bicarbonato (340 mg/l), sendo, no geral, medianamente mineralizadas (mineralização média de 530 mg/l), duras e pobres em sílica.

No Pliocénico, na margem esquerda do Tejo e nos pequenos afloramentos da margem direita, são captadas águas de menor mineralização (190 mg/l), pouco duras e com teores de sílica mais elevados.

No Pisto-Holocénico apresentam mineralização média de 350 mg/l, intermédia entre o Miocénico e o Pliocénico e com teores mais altos de sulfatos, em consequência, provavelmente, da indústria e da agricultura estabelecidas ao longo do rio. O conteúdo de bicarbonatos nestas águas atinge valores superiores aos esperados para uma matriz rochosa composta por cascalheiras, lodos e argilas, litologias pobres de carbonatos. Como tal, a origem destas deve resultar da mistura com outras provenientes, quer do Miocénico quer do Pliocénico.

Assim, a composição química das águas subterrâneas pode constituir um critério para subdividir o Cenozóico em unidades aquíferas, relacionadas com as unidades estratigráficas (Quadro 7. 1; Fig. 7. 1).

QUADRO 7.1

Subunidades aquíferas no Cenozóico do Baixo Tejo

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	UNIDADE HIDROGEOLÓGICA (CENOZÓICO BAIXO TEJO)
Miocénico da margem direita do rio Tejo e da Península de Setúbal	Subunidade aquífera miocénica
Pliocénico das margens esquerda e direita do rio Tejo	Subunidade aquífera pliocénica
Plistocénico e Holocénico do Vale do Tejo	Subunidade aquífera plisto-holocénica

7.1. SUBUNIDADE AQUÍFERA MIOCÉNICA

Esta unidade compreende os depósitos sedimentares (arenitos finos a grosseiros, às vezes margosos, e calcários areno-argilosos) que afloram na margem direita do Tejo (1437 km²) os depósitos marinhos com intercalações continentais da região de Lisboa (115 km²) e os depósitos miocénicos de fácies carbonatada que ladeiam as areias pliocénicas, na margem esquerda do Tejo.

A composição físico-química das águas e os parâmetros hidráulicos singulares nesta unidade estratigráfica separam-na nitidamente das outras já definidas. A dureza (média igual a 34° F), o bicarbonato (média igual a 339 mg/l) e o cálcio (média igual a 89 mg/l) relacionam-se indiscutivelmente com a natureza geológica dos depósitos. A transmissividade e o caudal específico são consideravelmente diferentes dos encontrados na unidade aquífera pliocénica, sendo a transmissividade média na ordem de 14,5 m²/dia (mín = 0,4; máx = 70,9) e o caudal específico, de 0,5 l/s/m (mín = 0,04; máx = 1,7).

7. 2. SUBUNIDADE AQUÍFERA PLIOCÉNICA

As colunas litológicas das sondagens permitem distinguir, sobretudo na margem esquerda do Tejo, uma subunidade aquífera pliocénica multicamada com 6021 km² de extensão, constituída, predominantemente, por areias finas, médias a grosseiras, esbranquiçadas ou avermelhadas, às vezes argilosas, com espessura variável (Fig. 7. 2), sobreposta aos arenitos calco-margosos, com restos de conchas, do Miocénico.

Os depósitos arenosos aflorantes constituem uma subunidade aquífera multicamada, complexa, com níveis aquíferos livres, semiconfinados e confinados, consoante o local e a profundidade. As variações laterais de fácies e as camadas argilosas determinam a sua existência e a sua espessura.

A transmissividade média é da ordem de 132 m²/dia (mín = 1,6; máx = 1097) e o caudal específico médio de 1,7 l/s/m (mín = 0,03; máx = 12,4).

Desenvolve-se, essencialmente, na margem esquerda do Tejo e compreende as areias esbranquiçadas com intercalações argilosas que se estendem de Almada a Setúbal até ao contacto com a Bacia de Alvalade; para norte, continuam até Abrantes; a oeste, contactam com o Plisto-Holocénico e o rio Tejo e, a este, com o Miocénico e os xistos e granitos paleozóicos.

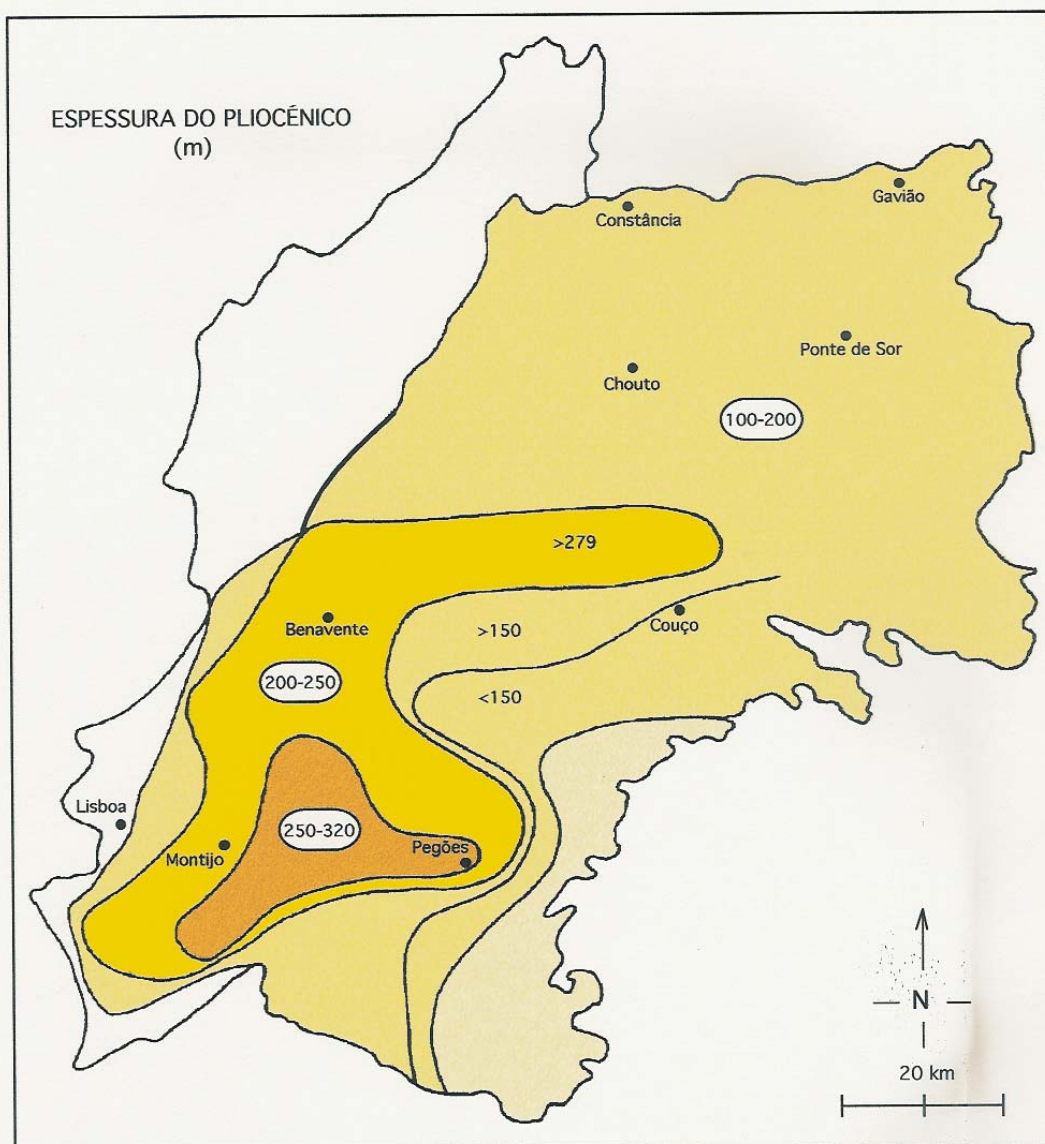


Fig. 7. 2 - Espessura máxima do Pliocénico, em sondagem.

Na margem direita do Tejo, aparecem depósitos arenosos do Pliocénico a cobrir o topo dos planaltos. A sua importância hidrogeológica é reduzida, quer devido à falta de continuidade quer à reduzida espessura que aí exibem.

O Pliocénico apresenta uma espessura média de 152 m, registando-se a mínima (16,5 m) na Apostiça e a máxima (360 m) em Fazendas de Almeirim.

A alimentação da unidade aquífera pliocénica resulta, essencialmente, da infiltração directa e das perdas do rio.

7. 3. SUBUNIDADE AQUÍFERA PLISTO-HOLOCÉNICA

Esta subunidade compreende, fundamentalmente, o aquífero aluvionar do Vale do Tejo, que se desenvolve ao longo de uma faixa com 1964 km², desde Alverca a Vila Nova da Barquinha, com espessura média de 52 m (mínima de 10 m, em Fazendas de Almeirim e máxima de 147 m, em Samora Correia).

Por ter sido recentemente tema de dissertação de doutoramento (MENDONÇA, 1990), esta subunidade aquífera aluvionar do Vale do Tejo ficou fora do âmbito deste trabalho.

MENDONÇA (*op. cit*) admite existir conexão entre o aquífero e o rio Tejo, manifestada pela influência do nível de água no rio sobre os níveis hidrostáticos do aquífero. A evolução dos níveis no aquífero segue oscilações de configuração sinusoidal, relacionada com o movimento de marés no estuário do rio.

Porém, a descarga das subunidades aquíferas miocénica e pliocénica processa-se para o rio Tejo através da aluvião. Esta será localmente recarregada por fluxos subterrâneos, quer do Miocénico, da margem direita, quer do Pliocénico da margem esquerda.

8. CONCLUSÕES

A Bacia sedimentar do Tejo constitui o palco de uma série de episódios geológicos sequenciais profundamente determinantes na génese e na evolução da história regional.

De facto, durante o Mesozóico, o Fosso Lusitânico esteve submetido a forças de tracção, sofrendo, posteriormente, já no Cenozóico, uma inversão de relevo que provocou, relativamente aos bordos, a elevação dos antigos fundos que, ao deprimirem-se, geraram o Fosso tectónico precursor da Bacia.

No início do Paleogénico médio/superior e em momentos sucessivos de transmissão de esforços ao longo do tempo, as fases tectónicas da orogenia pirenaica, que estiveram na base da estruturação terciária da Península Ibérica, remobilizaram falhas antigas do soco hercínico e originaram longos alinhamentos estruturais. Estes últimos acidentes constituíram zonas preferenciais para a instalação de cursos de água, na dependência dos quais ocorreram erosão, transporte e sedimentação, num processo dinâmico relacionável com a evolução paleogeográfica do Baixo Tejo, desde o Paleogénico até aos tempos actuais.

– A reconstituição dos factos a partir da interpretação das sondagens de pesquisa hidrogeológica e à luz da evolução tectónica regional, chama-nos a atenção para um modelo sedimentológico, cuja concepção se baseia nos mecanismos de migração e captura de rios do passado geológico, alguns dos quais com ligações estreitas com a actual rede de drenagem superficial. Referimo-nos, em especial, à quase certa migração do rio Sado para norte, ocupando actualmente a foz abandonada de uma linha de água importante (talvez um pré-Tejo), que desenvolvia o seu leito de NE para SW, desde Abrantes a Setúbal.

A análise da amostragem litológica revelou, através da comparação entre as espessuras dos níveis produtivos de água e a profundidade das respectivas captações, a existência de um vale alargado desde Gavião a Setúbal, relacionável com o leito de um rio importante (pré-Tejo) que existiu, pelo menos, durante o Pliocénico. Tal situação é compatível com as observações de Freire de Andrade, 1933, relativamente à saída do Tejo para o Oceano, que, segundo ele, não era de origem tectónica, mas antes resultado do poder erosivo do escape das águas aprisionadas num vale com estrangulamento nas proximidades da costa.

À luz do conhecimento actual, a origem desta saída para o mar terá decorrido, segundo nós, da pressão exercida pelos grandes volumes de água acumulados no “Mar da Palha”, oriundos da drenagem dos relevos periféricos das serras de Sintra e Arrábida, Maciço Calcário Estremenho e Cordilheira Central, cujo desaguar através do estreito leito do Sorraia, era manifestamente insuficiente.

– Inicialmente, durante o Paleogénico, a depressão tectónica funcionou como bacia de recepção de escoamentos superficiais de grande torrencialidade, caracterizados por águas de grande turbidez, devido à carga sólida que arrastava, e elevada energia mecânica, que originou um regime pouco selectivo de transporte e sedimentação de clastos. Como consequência, o depósito, em alguns casos, de espessas acumulações (430 m) de sedimentos heterogéneos pouco calibrados, manifesta-se, por esse motivo, praticamente impermeável devido ao preenchimento dos espaços intergranulares pela fracção mais fina, na qual pontifica o material argiloso; daí, a sua função como substrato aquífero de uma importante Província Hidrogeológica, formada por um complexo sistema hídrico que se origina nos depósitos subsequentes acumulados entre o Miocénico e o Holocénico.

– O eustatismo e a tectónica controlaram a sedimentação, no tipo, no conteúdo e no volume dos detritos acumulados. No Neogénico, as oscilações do nível do mar manifestaram-se ciclicamente por transgressões e regressões que originaram, desde a zona vestibular à bordadura da Bacia, a ocorrência de diversos e variados ambientes sedimentológicos – marinho, fluvial, lacustre e palustre – de cuja combinação resultaram depósitos de fácies detrítica de distintos calibres (finos a grosseiros) combinados com materiais de fácies carbonatada.

A tectónica e o peso dos sedimentos desencadearam a movimentação de falhas antigas e provocaram a ocorrência de outras, concorrendo para um processo de subsidência activa, da qual resultou o aprofundamento da Bacia e a consequente acumulação de materiais de granulometrias diferenciadas, a que não será alheia, também, a evolução climatológica regional; daí, a ocorrência de interpenetrações e intercalações várias de leitos de materiais, finos a grosseiros, que geraram variações laterais e verticais de fácies, com implicações sobre as características geométricas e hidrogeológicas dos depósitos e, obviamente, sobre o comportamento, funcionamento hidráulico e reservas hídricas do sistema aquífero, bem como da qualidade química da água subterrânea. Assim, observamos geralmente a sedimentação fina e carbonatada no Miocénico, enquanto os depósitos arenosos caracterizam o Pliocénico e parte do Plisto-Holocénico, embora, aqui e em alguns locais, ocorram espessos níveis de argilas lodosas.

– O comportamento hidráulico destas distintas litologias gerou um sistema multicamada de grande potência, onde aquíferos, aquíferos e aquíferos estabelecem relações hidrodinâmicas de extrema complexidade, não sendo por conseguinte de estranhar que, durante a exploração de água subterrânea, ocorram situações de resposta variáveis e reversíveis de regimes livre, semilivre, semiconfinado e confinado.

As espessuras máximas deste heterogéneo sistema aquífero ocorrem, obviamente, no sector mais profundo da Bacia cenozóica, onde a subsidência foi maior, Alpiarça 1495 m e Marinhais/Benavente 1104 m, segundo um alinhamento longitudinal, sensivelmente paralelo ao leito do Tejo e coincidente com a falha activa que passa por Alcochete, Benavente, Almeirim, Alpiarça e Chamusca, no qual se registam espessuras da ordem dos 130 m, 400 m, e 1000 m, respectivamente para o Plisto-Holocénico, Pliocénico e Miocénico.

A exibição diferenciada dos comportamentos hidráulicos das captações de água subterrânea, durante a exploração e consoante o local, é muito comum por toda a Bacia, embora o semiconfinamento predomine relativamente aos restantes, como testemunham os coeficientes de armazenamento, determinados por interpretação de ensaios de caudal realizados por toda a Bacia, a variarem entre 10^{-3} (Valada) e 10^{-5} (Soltroia).

O valor da transmissividade é bastante variável, como não podia deixar de ser, a julgar, quer pela permeabilidade das variedades litológicas quer pelas espessuras extremamente diferenciadas das camadas aquíferas; os valores médios são da ordem dos 15 m²/dia para o Miocénico e 125 m²/dia para o Pliocénico, enquanto o caudal específico é de 0,5 l/s/m e de 1,7 l/s/m, respectivamente.

– Este espesso sistema aquífero de cerca de 9500 km² de superfície e 1400 m de espessura máxima (volume máximo de 13,3 . 10⁶ hm³) recebe a realimentação através dos excedentes hídricos provenientes da precipitação regional e de recargas hídricas directamente do Tejo e/ou indirectamente através dos seus afluentes, em especial da margem direita, oriundos do Maciço Calcário Estremenho (Nabão, Almonda e Alviela).

A envergadura desta importante reserva hídrica pode avaliar-se também a partir das suas principais fontes de recarga, designadamente, do valor do caudal médio anual que é escoado directamente pelo Tejo, cerca de 261,3 m³/s, 343,6 m³/s e 361,8 m³/dia, repectivamente em Tramagal, Almourol e Omnias, e dos excedentes médios resultantes da precipitação que cai sobre a Bacia sedimentar, 196 mm/ano e 248 mm/ano, nas margens esquerda e direita do Tejo.

Embora com taxas de infiltração variáveis, a permeabilidade das unidades litoestratigráficas aflorantes permite que a recarga se processe, praticamente, por toda a extensão da Bacia, constituindo, assim, um sistema aquífero aberto e, por conseguinte, de elevada vulnerabilidade potencial.

Por isso, ocorre em alguns locais do sistema aquífero água de má qualidade físico-química, que os naturais processos de mineralização ao longo do percurso subterrâneo não justificam. São os casos de alguns locais próximos da costa e dos estuários do Tejo e Sado, por um lado, e também de Rio Maior e Pinhal Novo, onde ocorrem, respectivamente, misturas de água subterrânea com água marinha e dissoluções de depósitos salíferos dos diapiros de sal-gema, frequentemente associado a gesso.

Trata-se de fontes naturais de contaminação que, em algumas zonas, tornam a água subterrânea da Bacia imprópria para o abastecimento doméstico e, eventualmente, para outras utilizações; mais grave é, contudo, a contaminação provocada pela actividade antropogénica que pode desencadear situações irreversíveis, quer de curto ou longo prazos. Referimos especialmente a exploração agro-industrial em grande parte da área da Bacia sedimentar, a localização inadequada de lixeiras, aterros sanitários e fossas sépticas, descargas de efluentes domésticos e industriais para as linhas de água sem tratamento prévio, a ausência de rede de esgotos em muitas localidades da Região e, no domínio estritamente hidrogeológico, a sobreexploração aquífera em algumas zonas, a irracionalidade da implantação e má construção das captações da água subterrânea (Almada, Seixal, Coina, Montijo, Alcochete e Setúbal).

Quanto a esta última consideração, é de notar que as razões de natureza socioeconómica se sobrepõem, quase sempre, aos critérios de âmbito técnico-científico, gerando-se, assim, grande assimetria no panorama da exploração actual. De facto, pela Bacia são observados grandes núcleos de sobreexploração (densidade elevada de obras com interferências hidráulicas acentuadas), em contraste com vastas áreas onde foi inventariado um número restrito de captações. O mesmo se passa relativamente à profundidade atingida pelos furos verticais, quase sempre decidida, para além dos caudais necessários e custo de construção, pelos critérios empíricos dos sondadores, não raras vezes acompanhados de avidez de lucros fáceis e frequentemente desajustados com as características hidrogeológicas locais.

Não é por isso de estranhar a existência de fenómenos de mistura de águas subterrâneas de composição química diferenciada, algumas delas eventualmente poluídas, provenientes de aquíferos estratificados, que captações mal projectadas conectaram hidraulicamente.

Daí, a ocorrência de situações de certa gravidade em algumas zonas, especialmente no que se refere à contaminação por nitratos, muito agravada nas últimas décadas pelo uso excessivo de fertilizantes, devido à sua grande mobilidade, que a amostragem disponível revela através da percentagem anómala das captações que apresentam valores superiores aos 10 mg/l:

– Nascentes		70 %
– Furos	Miocénico	42 %
	Pliocénico	27 %

Trata-se, obviamente, de um processo que nada tem a ver com o natural enriquecimento em sais minerais das águas infiltradas, em consequência das relações físico-químicas que se estabelecem, ao longo do trajecto subterrâneo, entre o meio aquoso e a matriz rochosa.

A ausência de carga contaminante, em grande parte da área da Bacia sedimentar, faz com que a água subterrânea aqui ocorrente seja caracterizada, em quase toda a extensão, pela sua boa qualidade físico-químico-bacteriológica, podendo, por conseguinte, ser utilizada para quaisquer tipos de consumo.

Isto não invalida que, ao longo dos fluxos subterrâneos, não ocorram fenómenos modificadores, designadamente oxidações/reduções (sulfatos, nitratos e hidróxidos de ferro), intercâmbios iónicos (sódio, potássio e cálcio), diluições, dissoluções e, mais dificilmente, precipitações que, contudo, não alteram o perfil hidrogeoquímico típico do sistema, salvo os casos anteriormente apontados: invasão marinha no litoral e no estuário, concentrações salíferas, Rio Maior e Pinhal Novo, inundações do Tejo e misturas de águas diferentes e de distintos aquíferos.

– Foi, aliás, através da análise da evolução das substâncias dissolvidas na água, designadamente da sílica, que chega a atingir valores de 70 mg/l, que se detectou a ocorrência de reservatórios profundos que efectuem descargas verticais ascendentes para as zonas aquíferas pliocénicas subsuperficiais, onde chegam a alcançar temperaturas superiores aos 30º C (furos da EPAL na Lezíria). Do mesmo modo foi revelada a génese de ambientes redutores a diversas profundidades do sistema aquífero, onde se processam reduções de sulfatos e de hidróxidos férricos e, por conseguinte, a ocorrência de camadas confinantes e/ou semiconfinantes, o que confirma as hipóteses que a natureza dos sedimentos e o comportamento hidrodinâmico das captações levava a admitir.

No seu conjunto, estas constatações, a par do conhecimento da geologia actual e da informação piezométrica obtida em alguns pontos do sistema aquífero, ajudam a compreender o mecanismo hidráulico subterrâneo estabelecido, o que nos leva a propor o seguinte Modelo Hidrogeológico Conceptual da Bacia sedimentar cenozóica do Tejo lusitano.

O Tejo, através da margem esquerda e entre Gavião e Constância, fica conectado hidráulicamente com a Bacia em apreço, para a qual efectua realimentações de água, condicionadas pelas características hidrogeológicas dos depósitos locais.

Neste sector, o Paleozóico constitui o substrato impermeável de um aquífero livre ainda de pequena potência, para, com o desenvolvimento dos depósitos na zona meridional da Bacia, ser substituído nesta função pelos sedimentos paleogénicos.

Estabelece-se, desta forma, um sistema de fluxo que é orientado naturalmente para o centro da Bacia, onde os depósitos alcançam maior expressão, visto que tanto a leste, através dos afloramentos paleozóicos, como a oeste, na zona do Fosso tectónico do Tejo, se originaram barreiras impermeáveis; aqui, poderão mesmo ocorrer descargas de água subterrânea, quer para os aquíferos subsuperficiais quer para as linhas de água locais, em consequência do desnível tectónico resultante da subsidência de centenas de metros, que colocou em contacto camadas de distintas características hidráulicas, algumas delas, eventualmente, impermeáveis, que deram origem à individualização dos aquíferos da margem direita, localizados entre o acidente referido e os afloramentos mesozóicos do Maciço Calcário Estremenho.

Os fenómenos gliptogénicos, que actuaram sobre os relevos periféricos da bacia hidrográfica do Tejo, deram origem a depósitos de vertente que a rede de drenagem superficial arrancou e que, de acordo com o grau de torrencialidade, transportou para as zonas deprimidas, onde foram depositadas em função das granulometrias e densidades.

A energia mecânica da água do escoamento superficial é, por conseguinte, o factor primordial da selectividade dos depósitos continentais, pelo que o tipo de sedimentos é também fortemente influenciado pela climatologia e pelo nível base de drenagem regional e local; a climatologia que é responsável pelos volumes de água escoados, e o nível base de drenagem, pela inclinação das linhas de água, são parâmetros que oscilaram durante a deposição dos materiais cenozóicos.

Como não podia deixar de ser, estes condicionalismos impuseram tipos de sedimentação diferenciada relativamente às características granulométricas, geométricas e litológicas dos materiais continentais acumulados na Bacia, os quais tiveram papel fundamental na génese, dimensionamento, estruturação e mecanismo hidráulico do sistema aquífero gerado.

A emprestar maior complexidade à Bacia, referiremos as migrações dos rios Tejo e Sado e os consequentes fenómenos de captura, que desenvolveram uma intrincada rede de canais resultantes de leitos e aluviões abandonados, bem como os efeitos produzidos na reestruturação dos sedimentos poligénicos, pelas diversas transgressões/regressões que, em algumas zonas da região, se fizeram sentir.

Daí, as alterações que se observam nos depósitos sedimentares relativamente ao tamanho dos materiais (grosseiros/médios/finos), à natureza (detrítica/química), à génese (continental/lacustre/marinha) e à geometria (extensão/espessura/ arranjo). Evidentemente, estas alterações vão-se reflectir nas suas características hidrogeológicas, condicionando o escoamento subterrâneo (orientação, individualização/concentração de fluxos), em suma, a estruturação do sistema, o que explica o comportamento hidrodinâmico dos aquíferos originados face às explorações a que são submetidos, bem como o respectivo funcionamento hidráulico.

A diferenciação hidrogeológica observada nas unidades litostratigráficas permite-nos caracterizar, da base para o topo da Bacia, as subunidades aquíferas seguintes:

- Miocénico: compreende depósitos arenosos (finos a grosseiros), margas e calcários areno/argilosos da margem direita, as camadas marinhas e continentais intercaladas de Lisboa e os depósitos de fácies carbonatada que afloram na periferia das areias pliocénicas da margem esquerda. Desenvolve-se por uma extensão superficial de 1519 km² e apresenta espessuras que podem variar entre os 15 m e os 20 m na bordadura da Bacia, 400 m na região de Lisboa e Península de Setúbal, 500 a 600 m no Ribatejo oeste e 1000 m na zona mais profunda, entre Benavente e Alpiarça.
- Pliocénico: é constituído por areias finas, médias ou grosseiras, de cor esbranquiçada ou avermelhada, às vezes com intercalações argilosas e/ou argilo/arenosas. Estende-se por toda a margem esquerda do Tejo numa extensão de 6021 km² com espessuras que variam conforme os locais, entre os 17 m em Apostiça e, pelo menos, 360 m em Fazendas de Almeirim.
- Plisto-Holocénico: abrange, essencialmente, as aluviões do Tejo e Sorraia e as cascalheiras quaternárias que se desenvolvem por uma faixa alongada de 1964 km² de área e que acompanha o leito do rio, entre Vila Nova da Barquinha e Alverca. A espessura média é de 52 m (mínima de 10 m em Fazendas de Almeirim e máxima de 147 m em Samora Correia) e litologicamente é constituído por cascalheiras, areias finas ou grosseiras e argilas lodosas.

– As manchas plisto-holocénicas ocorrem em grande parte ao longo dos rios Tejo e Sorraia, ocupando uma área restrita relativamente à globalidade da Bacia sedimentar. Destas formações, os Terraços quaternários, situados a cotas mais elevadas e mais afastados do leito principal, são quase sempre recortados por linhas de água, dando lugar a pequenos retalhos que podem originar aquíferos, frequentemente suspensos, de reduzida capacidade de armazenamento, mas com relevante importância hidrogeológica, pela função que desempenham no atraso das escoências superficial e hipodérmica, alargando, assim, o período de contacto da água com os terrenos aflorantes, e melhorando, conseqüentemente, as condições do mecanismo de infiltração.

A percolação das águas infiltradas processa-se em profundidade até ao surgimento de um substrato impermeável e/ou semipermeável e, se isto ocorrer no vale fluvial e acima do nível de drenagem, origina nas respectivas vertentes, nascentes que podem ir engrossar os escoamentos superficiais, no caso de o rio ser efluente, ou contribuir para recargas mais profundas através do contacto com materiais permeáveis.

– O mecanismo hidráulico que acabamos de descrever para os terraços quaternários pode, também, observar-se, quase na íntegra, para as aluviões, salvaguardando as devidas proporções, já que estes depósitos, especialmente os do Tejo, têm uma expressão geométrica e económica de âmbito regional.

No sector mais a montante das aluviões, o rio Tejo estabelece relações hidráulicas com um aquífero aluvionar de natureza livre, ainda relativamente pouco espesso, alimentando-o enquanto o nível da água no leito for superior ao nível hidrostático do reservatório subterrâneo, e sendo sustentado por este, quando se observa o contrário.

Mais para jusante aumenta a espessura dos depósitos e diminui o tamanho dos clastos, devido à perda de energia das águas escoadas, por neste sector o rio estar mais perto do equilíbrio e, já nas proximidades da foz, se fazer sentir a influência das marés.

A juntar a estes factores devem acrescentar-se os efeitos causados pela climatologia, designadamente as séries sequenciais de anos secos e húmidos e as alternâncias sazonais, naturalmente com repercussões sobre o tamanho, natureza litológica e desenvolvimento dos materiais depositados.

Assim, os materiais detríticos de fácies grosseira, dominantes na zona a montante dos depósitos aluvionares, irão gradualmente tender para a faciologia fina, com a proximidade da zona vestibular do Tejo, até que surjam os acidentes perturbadores da ordem estabelecida.

Estes factos tiveram consequências sobre a estruturação hidrogeológica da zona vestibular do Tejo, de que resultou um sistema constituído por um único aquífero de natureza livre a montante, o qual para a zona vestibular se vai subdividir e individualizar devido à natureza argilo/siltosa das diversas intercalações que nas distintas profundidades podem ocorrer.

9. BIBLIOGRAFIA

ACCIAIUOLI, L. de M. C. (1940) - Esboço histórico das águas minerais de Portugal. *Edição da Soc. de Geografia de Lisboa*. LISBOA.

(1941) - Águas de Portugal em 1941. *Pub. da Div. Ger. de Min. e Serv. Geol.* LISBOA.

(1942) - Águas de Portugal em 1942. *Pub. da Div. Ger. de Min. e Serv. Geol.* LISBOA. vol.1 250 p., 88 fig. e post.

(1947) - Hidrologia Portuguesa 1943-46. *Pub. da Div. Ger. de Min. e Serv. Geol.* LISBOA. vol. 1, 250 p., 127 fig.

(1952/53) - Le Portugal hydrominéral. *Pub. da Dir. Ger. de Min. e Serv. Geol.* LISBOA. Vol I e II, 284 p.

(1953) - Les sources minerales et leurs captagens. *Pub. Div. Ger. de Min. Serv. Geol.* LISBOA.

ALFARO, P. E. M. (1979) - Análisis estadístico de los materiales del Terciario Detrítico de la Fosa del Tajo. *II Simposio Nacional de Hidrogeología*. PAMPLONA. pp. 287-307.

(1979) - Análisis estadístico del comportamiento de acuíferos muy heterogéneos. Aplicación a la identificación de parámetros. *II Simposio Nacional de Hidrogeología*. PAMPLONA. pp. 37-56

(1980) - Un primer análisis de la permeabilidad y el grado de anisotropía de los Materiales detríticos de la fosa del Tajo. *Boletín Geológico y Minero*. MADRID. T. XCI-V. pp. 645-648.

ALMEIDA, C. C. (1985) - Hidrogeologia do Algarve Central. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Geologia. *Dep. de Geol. da Fac. de Ciênc. da Univ. de Lisboa*. LISBOA. pp. 70-78.

ALMEIDA, T. (1762) - Recreação Filozofica, ou Dialogo Sobre a Filozofia Natural para instrusão de pessoas curiozas, que não frequentarão as aulas. *Tomo VI e ultimo. Trata dos Ceos e do Mundo*. LISBOA, na Oficina de Miguel Rodrigues. Tarde

XXXV, pp. 400-418.

ALVES, J. C. (1940) - Os aquedutos que abastecem Lisboa (Águas Livres, Alviela e Tejo) *Técnica Rev. de eng^a dos alunos do I.S.T.* LISBOA. Nº 112.

(1954) - Poços artesianos na região sub urbana de Lisboa. *Bol. da Com. de Fisc. das Águas de Lisboa*. LISBOA. Nº35, III-série

ANDRADE, C. B. F. de (1933) - A tectónica do estuário do Tejo e dos vales submarinos ao largo da Costa da Caparica. *Com. dos Serv. Geol. de Portugal*. LISBOA Tomo XIX

(1934) - Os vales submarinos Portugueses. *A Terra*. Nº 15, 15 p.

(1937/38) - Os vales submarinos portugueses e o diatrofismo das Berlengas e da Estremadura. *Mem. Serv. Geol. de Portugal* LISBOA. 249 p.

ANÓNIMO (1939) - As obras do 2º período da captação de águas nas aluviões do Tejo. *Bol. Com. Fisc. Obras de Abast. de Água à cidade de Lisboa*. LISBOA. Nº 14; 1º semestre, pp. 2-26.

ANTUNES, M. T. (1958) - Nota sobre um crocodilo fóssil do Miocénico de Lisboa. *Sep. do Bol. do Mus. e Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciênc. da Univ. de Lisboa*, LISBOA. Nº26-7ª série.

(1960) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Sep. do Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. PORTO. Vol.XII, pp.257-267.

(1960) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Sep. do Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. PORTO. Vol.XIII, pp. 269-292.

(1961) - *Tomistoma Lusitanica crocodilien* du Miocène du Portugal, *Sep. da Rev. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*. LISBOA. 2ª série-c-vol.IX-Fasc.1º, pp. 5-88.

(1961) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Sep. do Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol. XIV, pp. 73-82.

(1964) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne, *Sep. do Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol.XV, pp.123-128.

(1966) - Considerations sur les Mastodonts du Burdigalien de Lisbonne et des sables de L'Orléanais (France). *Sep. da Rev. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*. LISBOA. 2ª série-c-vol.XIV, Fasc.2º, pp. 135-150.

(1966) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Sep. do Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol.XVI, pp. 159-178.

(1967) - A propos d'une interprétation sédimentologique et Gèochimique de la série Néogène du Bassin de Lisbonne (Portugal). *Sep. da Rev. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*. LISBOA. 2ª série-c-vol. XV-Fasc. 1º, pp. 65-68.

- (1967) - Dépôts Paléogènes de Côja: Nouvelles données sur la Paléontologie et la stratigraphie comparaison avec d'autres formations paléogènes. *Rev. da Fac. de Ciênc. de Lisboa.. LISBOA. 2ª série-c-vol. XV-fasc. 1º*, pp. 69-112.
- (1969) - Mamíferos não marinhos do Miocénico de Lisboa. Ecologia e Estratigrafia. *Sep. do Bol. da Soc. Geol. de Portugal. LISBOA. Vol. XVII*, pp. 75-85.
- (1971) - Vertebrados fósseis da região de Lisboa. Seu enquadramento Paleocológico. III curso de extensão universitária de ciências geológicas. *Centro Est. Geol. Pura e Aplic. Fac. de Ciênc. de Lisboa. LISBOA*. pp. 49-72.
- (1972) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Sep. do Bol. do Mus. e Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciênc. de Lisboa. LISBOA. Vol. 13(1)* pp. 25-35.
- (1979) - Alguns aspectos do Neocretácico e do Paleogénico em Portugal. *Ciênc. da Terra-FCT/UNL. LISBOA. Nº5*.
- (1979) - "*Hispanotherium* fauna" in Iberian middle Miocene, its importance and paleogeographical meaning. VII th. Int. Cong. on Med Neog. *¿Athens, Ann. Geol. Pays Hellén. ATHÈNES. Fasc. 1*, pp. 19-26
- (1983) - Petits mammifères de la fin du Miocène moyen dans les dépôts marins de Cerro da Pedra, Alcácer do Sal. *Com. Serv. Geol. de Portugal. LISBOA. Tomo 69; fasc. 2*, pp. 373-379.
- (1984) - Essai de synthèse sur les mammifères du Miocène du Portugal. *Volume d'hommage au géologue G.ZBYZEWSKI. PARIS*.
- ANTUNES, M. T.; CASANOVAS, M. L.; CUESTA, M. A.; CHECA, L.; SANTAFÉ, J: V.; AGUSTI, J. (1997) - Eocene Mammals from Iberian Peninsula. *Actes du Congrès BiochroM'97. Mém. Trav. E.P.H.E. INST. MONTPELLIER, 21*, pp. 337-352, 2 fig.
- ANTUNES, M. T. ; CHEVALIER, J. P. (1971) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène deLisbonne-VII-Observations complémentaires sur les madréporaires et les faciès récifaux. *Rev. da Fac. de Ciênc. de Lisboa.. LISBOA 2ª série-c-vol.XVI-fasc.2º*
- ANTUNES, M. T.; FERREIRA, V.; ZBYSZEWSKI, G. (1970/71) - Mamíferos do Miocénico superior do Areeiro da Formiga (Azambuja). *Bol. Soc. Portuguesa de Ciênc. Naturais. LISBOA 2ª série, vol. XIII*, pp. 25-31
- ANTUNES, M. T.; GINSBURG (1977) - Considerations sur les Mastodontes du Burdigalien de Lisbonne et des sables de L'Orléanais (France). *Sep. da Rev. da Fac. de Ciênc. de Lisboa. LISBOA. 2ª série-c-vol.XIV-fasc.2º*, pp. 135-150.
- ANTUNES, M. T.; MAZO, A. V. (1978) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du

Miocène de Lisbonne. *Ciências da Terra FCT/UNL*. LISBOA. Nº 4, pp. 9-30.

ANTUNES, M. T.; MEIN (1971) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. IX-Rongeurs et insectivores (Burdigalien inférieur et Helvétien inférieur.) *Sep. da Rev. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*. LISBOA. 2ª série-c-vol.-fasc. 2º, pp. 327-349.

(1977) - Contributions à la Paleontologie du Miocène Moyen Continental du Bassin du Tage. *Ciências da Terra FCT/UNL*. LISBOA Nº 3, pp. 143-165.

(1979) - Le gisement de Freiria de Rio Maior, Portugal et sa fauna de Mammiferes: Nouvelle espèce de Rotodomys conséquences stratigraphiques. *Géobios*. PARIS. Nº 12, fasc. 6, pp. 913-919.

ANTUNES, M. T.; NASCIMENTO, A. (1978) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne *Ciências da Terra FCT/UNL*. LISBOA. Nº4, pp. 47-58.

ANTUNES, M. T.; PAIS, J. (1978) - Notas sobre depósitos de Taveiro. Estudo paleontológico, idade, paleoecologia. *Ciências da Terra FCT/UNL*. LISBOA. Nº 4

(1983) - Climate During Miocène in Portugal and its evolution. *Mediterranean Neogene continental paleoenvironments and paleoclimatic evolution R.C.M.N.S. Interim-Colloquim*. MONTPELLIER. pp.19-22.

ANTUNES, M. T.; RAGE, J. C. (1974) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Sep. do Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol. XIX, pp. 47-60.

ANTUNES, M. T.; TORQUATO, J. R. (1969) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. VI-La coupe de Quinta da Silvéria (Helvétien Vb et Vc): Stratigraphie et évolution morphologique. *Bol. Soc. Geol. Portugal*. LISBOA. Vol. XVII, 30 p.

ANTUNES, M. T.; VIRET, J.; ZBYSZEWSKI (1972) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne *Sep. do Bol. do Mus. e Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*. LISBOA. Vol. 13(1), pp. 5-23.

ANTUNES, M. T.; ZBYSZEWSKI, G. (1973) - Le Méotien-Pontien de la basse vallée du Tage (r. droite), Portugal. Essai de synthèse biostratigraphique. *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol. XVIII (II-III)

APPELO, C. A. J.; POSTMA, D. (1996) - Geochemistry, groundwater and pollution. A. A. Balkema. ROTTERDAM. 536 p., 276 figs., 21 tabs.

ATLAS CLIMATOLÓGICO DE PORTUGAL CONTINENTAL (1974) - *Edição preliminar do Serviço Meteorológico Nacional*. LISBOA.

BARBOSA, B. A. P. S. (1995) - Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades

continentais da bacia terciária do baixo Tejo - Relações com o Eustatismo e a Tectónica. *Ins. Geológico e Mineiro*. LISBOA. 253 p.

BARBOSA, B & PENA DOS REIS, R (1996) - Geometrias de enchimento, sistemas deposicionais e organização estratigráfica do Pliocénico continental da Bacia Terciária do Baixo Tejo (Portugal). *Ins. Geológico e Mineiro*. LISBOA. t. 82, pp. 51-86.

BELO, R. T. ; FERREIRA, V. (1961) - Gruta de Cova da Moura (Torres Vedras). *Com. dos Serv. de Portugal*. LISBOA. T.XLV, pp. 391-418.

BENSAÚDE, A (1910) - Les tremblements de Terre de la vallée du Tage 23 Avril 1909 (Note préliminaire). *Bul. Soc. Port. Sc. Nat.* LISBOA. T. III, pp. 89-129.

BERGOUNIOUX, F.M.; ZBYZEWSKI, G.; CROUZEL, F.(1953) - Les Mastudontes Miocènes de Portugal. *Mem. Serv. Geol de Portugal*. LISBOA. Nº I (N.S.) 139 p.

BETHKE, C. M. (1996) - Geochemical reaction modeling. Concepts and applications. *Oxford University Press*. NEW YORK. p. 397

BETTENCOURT, M. L.; MENDES, J. C. (1980) - Contribuição para o estudo do balanço climático de água no solo e classificação climática de Portugal Continental. *Inst. Nacional de Meteorologia e Geofísica*. LISBOA. Fasc. XXIV. p. 282.

BLEICHER, M. (1895/98) - Contribution à l'étude lithologique, microscopique et chimique des roches sédimentaires secondaires et tertiaires du Portugal. *Com. Dir. Trab. Geol. de Portugal*. LISBOA. T.III, pp. 251-289.

BOSCH, A. P. (1979) - Contribucion al conocimiento de la hidrogeologia del Prebetico Nororiental (Provincias de Valencia y Alicante). *Mem. Instituto Geologico y Minero de España*. MADRID. Tomo 95. 402 p.

BRANCO, A. G. S. (1946) - Algumas citações e considerações sobre a hidro-geologia da vale do Tejo. *Bol. da Com. de Fisc. das Águas de Lisboa-M.das O. Públicas*. LISBOA. Nº 28, pp. 39-60

(1949) - As obras de captação de águas nas aluviões do Tejo. Captações de Valada (3º período). *Bol. da Com. de Fisc. das Águas de Lisboa-M. das O.Públicas*. LISBOA. Nº 30, III-série pp. 49-83

(1953) - Mais algumas considerações sobre a hidro-geologia do vale do Tejo. *Bol. da Com. de Fisc. das Águas de Lisboa-M. das O. Públicas*. LISBOA. Nº 34, 3ª-série, pp. 83-107

(1954) - Mais algumas considerações sobre a hidro-geologia do vale do Tejo. *Bol. de Fisc. das Águas de Lisboa-M. das O. Públicas*. LISBOA. Nº 34 III-série, pp. 83-106, 1 planta 14 quad. 6 gráficos

- (1955) - *id.*-, segunda parte *Bol. Com. Fisc. Águas de Lisboa.M.O.P.* LISBOA. Nº 35, III série, pp.101-125, 7 quad. 5 gráficos
- (1956) - Notícia sobre o abastecimento de Lisboa com água de nascentes e água do rio. Estudos e obras dos últimos cem anos *Bol. Com. de Fisc. das Águas de Lisboa-M.das O. Públicas.* LISBOA. Nº 36, III-série, pp. 61-92, 2 fig., 7 quad., 8 gráficos.
- (1959) - Mais algumas considerações sobre a hidrogeologia do vale do Tejo. *Bol. Com. de Fisc. Águas de Lisboa.* LISBOA. Nº 39, III série, pp.43-56, 7 fig., 4 gráficos
- (1959-a) - Abastecimento de água à cidade de Lisboa. *Bol. Com. Fisc. Águas de Lisboa.* LISBOA. Nº 39, III série, pp. 71-88, 5 fig
- (1962) - Estação de desferrização e desmanganização das águas dos poços do Carregado. *Bol. Com. Fisc. Águas de Lisboa.* LISBOA. Nº 42, IV-série, pp.147-163, 13 fig., 3 plantas, 6 quadros
- BRANCO, F.C. (1963) - Aspectos e problemas arqueológicos de Troia de Setúbal. *Rev. Ocidental.* LISBOA. Vol. LXV, Julho-Dezembro
- BREUIL, H.; ZBYZEWSKI, G. (1942) - Contribution à l'étude des industries paléolithique du Portugal et de leurs rapports avec la Géologie du Quaternaire. Vol.1 : Les principaux gisements des deux rives de l'ancien estuaire du Tage. *Com. Serv. Geol. Portugal.* T.XXIII.
- CABRAL, J. M. P.; *et. al.* (1977) - Aplicação de métodos de Taxonomia numérica na classificação de águas minerais de Portugal Continental. *Com. Serv. Geol. de Portugal.* T. LXI , pp.343-363
- CABRAL, J. (1995) - Neotectónica em Portugal. *Mem. Inst. Geológico e Mineiro* nº 31. LISBOA. 237 p., VI estampas
- CAMACHO Y CAMACHO, B. L (1975) - Utilizacion de metodos estadisticos en la planificacion del aprovechamiento de los recursos hidraulicos subterraneos. Aplicacion al area metropolitana de Madrid. *Fundacion Juan March.* MADRID. 147 p.
- CARALP, M.; HAGENAUER, B. (1969) - Les *Miogypsinidae* du Miocène de la coupe de Carcavelos (Bassin du Tage, Portugal) *C. R. Acad. Sc. Paris.* PARIS. T.268, pp.270-272
- (1945) - Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et de leurs rapports avec la Géologie du Quaternário, II vol.: Les principaux gisements des plages quaternaires du Littoral d'Estremadura et des terrasses fluviales de la basse vallée du Tage. *Com. Ser. Geol. de Portugal.* LISBOA. T.XXVI, 662 p.
- CARVALHO, A. M. G. de (1968) - Contribuição para o conhecimento geológico da Bacia Terciária do Tejo. *Mem. Serv. Geol. Port. Nova Série.* LISBOA. Nº 15,

217 p.

CARVALHO, A. M. G.; ROMARIZ, C. (1961) - Formações Margo-Glauconíticas do Miocénico superior a Norte do Cabo Espichel. *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol. XIV - fasc.I, pp.83-94

(1964) - Note sur les Bryozoaires du Miocène de Lisbonne. *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol. XV, fasc. II, pp.207-210

(1966) - Sur une espèce nouvelle de Bryzoaire du Pliocène Portugais. *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol.XVI, fasc. I-II, pp. 155-158

CARVALHO, G. de S. (1953) - A sedimentação dos depósitos detríticos Plio-Quaternários e a morfologia da região entre a Serra dos Candeeiros e o Oceano Atlântico. *Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. e Cent. Est. Geol Univ. de Coimbra*. COIMBRA. N° 34, pp. 29-46, 8 fig. 2 est.

(1962) - Contribuição para o conhecimento geológico da região de Ponte de Sor. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XLVI

(1964) - Étude géologique et sédimentologique d'la region de Ponte de Sor. (Bordadure Est du bassin tertiaire du Bass Tage). Doctorat de 3° cycle (sédimentologie). *Fac. de Sciences de l'Univ.de Paris*. PARIS

(1967) - Atapulгите em alguns depósitos sedimentares portuguesas. *Finisterra*. Vol. II-4

(1969) - Sobre a existência de atapulгите em Portugal. *Est. Not. e Trab. do Serv. Fom. Min.* Vol.XVIII-fasc. 3-4

CASTANY, G. (1982) - Principes et méthodes de l'hydrogéologie. *Dunod Université*. PARIS. 238 p., 119 figs., 35 tab.

CHOFFAT, P. (1889) - Observations sur le Pliocène du Portugal. *Bul. Soc. Belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrol.* BRUXELLES. T.III, p.122

(1889) - Étude geologique du tunnel du Rocio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne. *Mem. Com. Trab. Geol. Portugal*. LISBOA. 106 p.

(1906) - Sur la tectnique de la chaîne de l'Arrabida entre les embouchures du Tage et du Sado. B. S. G. F. 4 ème série, T.VI, p. 237

(1912/12) - Rapports de géologie économique. 1-Sur les sables aurifères marins d'Adiça et sur d'autres dépôts aurifères de la côte occidentale de la péninsule de Setúbal. *Com.Serv. Geol. de Portugal*. LISBOA. T.IX, pp. 1-25, 6 fig.

(1913) - Les recherches de pétrole dans l'Estremadura portugaise. *Rev. das Obras Públicas e Minas*.LISBOA. T.XXIV, pp. 332-367

(1914) - Les recherches de pétrole dans l'Estremadura portugaise *Com. Serv. de*

Portugal. LISBOA. T.X, p159

(1929) - Notice sur la carte hypsométrique du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.VII, pp.1-17

(1950) - Geologie du Cénozoïque du Portugal. *Com. Serv. Geol. de Portugal*. LISBOA. Supl. ao T. XXX, pp.1-182, 24 est. de perfis.

CHOFFAT, P.; BENSÁUDE, A. (1911) - Études sur le séisme du Ribatejo du 23 Avril 1909. *Mem. da Com. do Serv. Geol de Portugal*. LISBOA. 146 p., 4 est. 12 mapas.

(1912) - Estudos sobre o sismo do Ribatejo de 23 de Abril (versão do original francês)

CHOFFAT, P.; DOLLFUS, G.(1904) - Quelques cordons littoraux marins du Pléistocène du Portugal. *Com. Serv. Geol. de Portugal*. LISBOA. T.VI, pp. 158-173

COLÓQUIO DE ESTRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA do MESO-CENOZÓICO PORTUGUÊS (1979) - *Ciênc. da Terra FCT/UNL*. LISBOA. Nº5 (sous-presse).

COSTA, F. ESTEVES (1989) - Notícia Explicativa da Carta Hidrogeológica do Sul de Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*. LISBOA.

(1994) - Carta Hidrogeológica de Portugal, escala 1:200 000. Notícia Explicativa das folhas 7 e 8. *Serviços Geológicos de Portugal*. LISBOA. 87 p., 46 fig., XXXVII quad.

COSTA, F. P. (1866/67) - Molluscos fósseis. Gasterópodes dos depósitos terciários de Portugal. *Com. Geol. Portugal*. LISBOA. 1º caderno (1866), pp.1-116, est. I-XV; 2º caderno (1867), pp.117-252, est. XVI-XXVIII

COSTA, M. A. (1945) - A contribuição da água do Tejo na alimentação das suas aluviões. *Bol. da Com. de Fisc. das Águas de Lisboa*. LISBOA. Nº 26-II-série, pp.31-36

COTTER, J. C. B. (1956) - O Miocénico marinho de Lisboa (publicação póstuma) *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXXVI, pp. 9-170.

CUNHA, L. V. da (1955) - A água do rio Tejo e a visita às instalações da Sociedad General de Águas de Barcelona. *Comp. das Águas de Lisboa Bol. dos Serv. Técnicos*. LISBOA

CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M. R. (1976) - Hidrologia subterrânea. *Ed. Omega*. BARCELONA. 2 vol., 2359 p.

DAVIS & DE WIEST (1966) - Hidrogeology. *John Willey & Sons*. U.S.A. pp. 15-18

DELGADO, J. F. N. (1867) - De existencia do homem no nosso solo em tempos mui remotos provada pelo estudo das cavernas. Primeiro opusculo : Notícia ácerca

das grutas da Cesareda. *Mem. Com. Geol. Portugal*. LISBOA. 127 p., 3 est.

DOLLFUS, G. F.; COTTER, J. C. B. (1903/04) - Mollusques Tertiaires du Portugal. Planches de Cephalopodes, Gastéropodes e Pélécypodes laissées par F. A. Pereira da Costa. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. pp. 1-46, 6 fig., 22 pl.

(1909) - Mollusques Tertiaires du Portugal: -Le Pliocène du Nord du Tage (Plaisancien) 1^{ère} partie Palecypoda. Précédé d'une notice géologique. *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. 103 p., 6 fig., 9 est.

DUARTE, T.; ESQUÍVEL, R. (1943) - Possibilidades aquíferas do Pliocénico ao Sul do Tejo. *Ministério da Economia, Junta de Colonização Interna*. I - A zona pliocénica a Sul do Tejo. pp. 49-52, 1 map.

ESCHWEGE, B. de (1831) - Memória geognóstica, ou golpe de vista do perfil das estratificações das diferentes rochas de que é composto o terreno desde a Serra de Cintra até a Serra da Arrábida. *Mem. da Acad.* LISBOA. T.XI, parte 1, pp. 253-271, 1 est.. Apêndice sobre as Hipurites, pp. 271-280, est. II e III. Aditamentos por Al. VANDELLI, pp. 281-308

(1837) - Memória geognóstica. Prospecto geognóstico dos arredores de Setúbal. *Mem. da Acad.* LISBOA. T.XII, parte 1, pp. 53-63

FERREIRA, V. (1954) - Pectinídeos do Miocénico do vale do Sado e da Serra da Arrábida. *Com. Serv. Geol Portugal*. LISBOA. T. XXXV, pp. 155-193, 8 est.

(1961) - Equinídeos do Miocénico de Portugal Continental e ilhas adjacentes. *Com. Serv Geol. Portugal*. LISBOA. T.XLV, pp. 529-564, 2 quad., 17 est.

FLEURY, E. (1916) - Sur la Morphologie du Massif de Porto-de-Moz Sur l'Hydrologie subterrine de l'Alviela. *Com. dos Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T. XI

(1919/22) - Notes sur les formations Tertiaires et Quaternaires portugaises-I-La gisement de Vertibrés Tertiaires de la Quinta do Marmelal (Santarém) *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XIII

(1936) - As últimas grandes evoluções geológicas do Ribatejo. *Bol. da Junta Geral do Destricto de Santarém*. Nº 23

(1938) - Captação das águas das aluviões da margem direita do Tejo, a montante da Bacia de Lisboa. *Técnica Rev. de eng^a dos Alunos do I.S.T.* LISBOA. Nº 93, pp.612-623

(1940) - Les eaux do groupe de l'Alviela ou des grandes résurgences des calcaires Jurassiques de Olhos de Água e de Alenquer. Relatório sobre o tratamento das águas de Lisboa. *Publ. Com. de Fisc. Águas de Lisboa*. LISBOA. pp. 129-191, 56 fig.

FLYCHE, M. (1907) - Note sur les empreintes végétales de Pernes in Roman e Torres-Néogène continental dans la basse vallée du Tage (rive droite). *Mem. Com. Serv.*

Portugal. Lisboa

- FONSECA, B. (1974) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA. Vol.XIX, Fasc. I-II, pp. 61-72
- FONTANNES, F. (1884) - Note sur quelques gisements nouveaux des terrains Miocènes du Portugal et description d'un portunien du genre *Achelous*. *Ann. Sc. Géol.*. PARIS. Vol. XVI, pp.1-36
- FRENEIX, S. (1957) - Lamellibranches nouveaux du Miocène du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXXVIII, pp. 227-239, 3 pl.
- GAUDANT, J. (1977) - Contributions à la paléontologie du Miocène moyen continental du bassin du Tage. II Observations sur les dents pharyngiennes de poissons cyprinidés-Póvoa de Santarém. *Ciênc. da Terra FCT/UNL*. LISBOA. N° 3, pp. 129-141, 7 fig., 1 pl.
- GOFF, J. C. ; WILLIAMS, B. P. J. (1987) - Fluid Flow in Sedimentary Basins and Aquifers. *Geological Society Special Publication*. LONDON. N° 34. p. 230.
- GONÇALVES, M. ZORRO; REIS, R. M. M. (1981) - Caracterização climática da região agrícola do Ribatejo e Oeste. *Inst. Nacional de Meteorologia e Geofísica*. LISBOA. Fasc. XXXII. p. 194.
- HAGUENAUER, B. (1969) - Sédimentation rythmique et distribution des argiles dans la série paralique Miocène du bassin du Tage (Portugal). *C. R. Acad. Sc.*.PARIS. T.268, pp.2237-2239
- (1970) - Sédimentation cyclothématique dans la molasse paralique du bassin néogène du Tage (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.LIV, pp.139-189, 21 figs.
- (1973) - Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du bassin du Tage au Portugal. *Thèse Doct. présentée à l'Univ. de Nancy*.
- HARLÉ, E. (1910/11) - Les mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici en Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.VIII, pp. 22-26, 5 est.
- HEER, O. (1880) - Aperçu sur la flore tertiaire du Portugal. *Compte rendu session Cong. Int. Anthropol Archéol-préhist*. LISBOA. pp.119-128, 1 tab.
- (1881) - Contributions à la flore fossile du Portugal. *Mem. Sec. Trab. Geol. Portugal*. 51 p., 29 est.
- JANVIER, P. H. (1971) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Rev. da Fac. de Ciênc.*_LISBOA. 2ª Série-C-Vol.XVI, Fasc. 2º, pp. 311-321.
- LAUTENSACH, H. & MARIANO FEIO (1948) - Bibliografia geográfica de Portugal.

Centro de Estudos Geográficos. LISBOA.

- LENCASTRE, A. (1984) - Lições de Hidrologia. *FCT/UNL LISBOA*. pp.25-53
- LE PIERRE, C. H. (1922) - Análise química da água do Alviela. *Técnica Rev. de eng^a dos Alunos do I.S.T.*. LISBOA. Nº 34, 70 p.
- MASON, B; MOORE, C. B. (1982) - Principles of Geochemistry. *John Wiley & Sons*. NEW YORK. Fourth Edition. pp. 233-251.
- MATTHESS, G *et al* (1992) - Progress in hydrogeochemistry. Organics - Carbonate systems - silicate systems - microbiology - models. Springer-Verlag. BERLIN. 543 p., 285 figs., 108 tabs.
- MENDONÇA, J. L. (1990) - Sistema aquífero aluvionar do vale do Tejo. Características e funcionamento hidráulico. *Dissertação apresentada à Univ. de Coimbra para obtenção do grau de doutor em Geologia*. COIMBRA. 343 p.
- MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1977) - Armazenamento de água subterrânea na bacia do baixo Tejo. *Profabril*. LISBOA. Estudo nº 5196.
- MOREIRA, H. B. G. (1901) - Regimen do Tejo e seus afluentes. *Imprensa Nacional*. LISBOA
- MUGE, F.; RIBEIRO, L.; PINA, P. & OLIVEIRA V. (1997) - Morphological characterization of the spatial variability of hydrostratigraphic units. *E.Y. Baafi and N.A. Schofield (eds.). Geostatistics Wollongong 96*. NETHERLANDS. Vol. 2, pp. 1134-1145, 11 figs., tabl.2.
- MURTEIRA, B. J. F. & BLACK, G. H. J. (1983) - Estatística Descritiva. McGraw-Hill. LISBOA. p. 285.
- NASCIMENTO, A. (1981) - Les Ostracodes du Miocène inférieur de la région de Lisbonne. Com. Apres. no Simpósio Inter. sobre Ostracodos. *Ciênc. da Terra FCT/UNL*. LISBOA. Nº 6, pp. 189-196, 1 fig.
- (1980/81)- Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*. LISBOA.
- NATO. ASI. SERIES (1987) - Estimation of Natural Groundwater Recharge. *I.Simmers*. NETHERLANDS. Vol. 222
- NEBOLSINE (1938) - Memória técnica sobre a captação de água nas aluviões do Tejo. *Bol. da Com. de Fisc. das Obras de Abastecimento de água à cidade de Lisboa M.O.P.*. LISBOA. Nº 12, pp.11-66
- NUNES, L.; CARVALHO, A. & RIBEIRO, L. (1997) - Caracterização geoestatística das heterogeneidades do meio aquífero envolvente à lixeira de escarpão com base em dados geofísicos. *Seminário sobre Aplicação de técnicas avançadas à Hidrogeologia*. Centro de Valorização de Recursos Minerais IST. LISBOA. fig.

6, tab.1.

PAIS, J. J. C. (1978 a) - Contributions à la Paléontologia du Miocène moyen continental du Bassin du Tage. V-Les vegetaux de Póvoa de Santarém (note préliminar). *Ciênc. das Terra FCT/UNL*. N° 4, pp.103-108

(1978 b) - Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. XXI-Primeira caracterização de dinoflagelados dos níveis mais baixos da série Miocénica de Lisboa. *Ciênc. da Terra FCT/UNL*. N° 4, pp. 31-46, 2 fig., 2 est.

(1979) - La végétation de la basse vallée du Tage (Portugal) au Miocène. *VII th. Int. Cong. Madit. Neogene*. Ann. Geol. Pays Hell., ATHÈNES. Vol. Hors Série, fasc.II, pp. 933-942

PARADELA, P., ZBYZEWSKI, G. (1971) - Hidrologia Geral do Centro e Sul de Portugal.I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica. Madrid-Lisboa *Livro Guia da Excursão nº 9*. LISBOA. 123 p., 41 figs.

PEZERAT, P. J. (1855) - Dados e estudos para um projecto de abastecimento de Agoas e sua distribuição em Lisboa. *Typographia do Jornal do Commercio*. LISBOA.

PRINZ (1936) - Captação das águas das aluviões do Tejo. *Bol. Com. de Fisc. das Obras de Abastecimento de água à cidade de Lisboa*. LISBOA. N° 9, pp.25-40

RANKAMA & SAHAMA (1949) - Geoquímica. *Aguilar, S. A. de Ediciones*. MADRID. p. 862

RAU, V.; ZBYZEWSKI, G. (1949) - Estremadura e Ribatejo *Livret-Guide de l'excurcion "D" XVI ème Congrès Internacional de Géographie*. LISBOA.

RAYMAHASHAY, B. C. (1988) - Geochemistry for hydrologists. *Editions Technip*. PARIS. p. 190

RIBEIRO, C., (1866) - Descrição do terreno quaternário das bacias hydrographicas dos rios Tejo e Sado. *Mem. Com. Geol. Portugal*. LISBOA. 1º caderno, pp. 1-164

(1867) - Memória sobre o abastecimento de Lisboa com água de nascentes e água do rio. *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. 119 p.

(1867) - Note sur le terrain quaternaire du Portugal. *Bull. Soc. Geol. Fr.*. PARIS. 2ª sér. T.XXIV, pp. 692-717

(1870) - Breve notícia ácerca da constituição physica e geologica da parte de Portugal comprehendida entre os valles do Tejo e do Douro. *Jorn. Sc. Math. Phys. e Naturaes*. LISBOA. T.II, nº 7-8, 18 p.

(1871) - Descrição de alguns silex e quartzitos lascados encontrados nas camadas dos terrenos terciários e quaternários das bacias do Tejo e Sado. *Mem. Acd. das Ciênc*. LISBOA. Nova série, 1ª cl., parte I, 57 p.,10 est.

(1880) - Des formations tertiaires du Portugal. *Cong. Int. Geol. de 1878*. PARIS. N° 21, pp. 205-214

RIBEIRO, L.; PINA, P. & MUGE, F. (1997) - Contribution of indicator geostatistics and mathematical morphology to the characterization of aquifer heterogeneities in the vicinities of waste disposal sites. *Engineering Geology and Environment*, Marinos Koukis, Tsiambaos & Stournaras (eds.). ROTTERDAM. pp.2127-2132, fig.4, tabl.3.

ROMAN, F., (1917) - Nouvelles abservations sur les faunes continentales tertiaires et quaternaires de la basse vallée du Tage. *Com. Ser. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XII, pp. 70-101, 9 fig., 1 est. dupla

ROMAN, F.; TORRES, A., (1907) - Le Néogène continental dans la basse vallée du Tage (r.droite). *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. 109 p., 10 fig, 6 est.

ROMARIZ,C.; CARVALHO, G. (1972) - Notas sobre rochas sedimentares portuguesas-XIV. O Miocénico de Santiago do Cacém. *Bol. do Mus. e Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciênc.*. LISBOA. Vol. 13 (1) pp.49-82

SARAMAGO, J. M. & MIRANDA, J. C. C. (1994) - Estudo de caracterização dos aquíferos e dos consumos de água na Península de Setúbal. *Revista da Indústria da água*. EPAL. LISBOA. n°13 pp. 11-19.

SHARPE, D. (1850) - On the secondary district of Portugal which lies on the North of Tagus. *Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London*. LONDON. Vol.VI, pp. 135-194, 3 est. 8 fig.

SIEGEL, SIDNEY (1975) - Estatística não-paramétrica (para as Ciências do Comportamento). *McGraw-Hill*. BRASIL. 350 p.

SILVA, B. D'ANDRADA e, (1847) - Comunicação apresentada em 10 de Maio de 1815. *Mem. Acad. Sc. de Lisboa*. LISBOA. Vol. V, pp. 140-152

SILVA, M. J. L. da (1988) - Hidrogeologia do Miocénico do Algarve. Dissertação para obtenção de grau de Doutor em Geologia pela *Univ. de Lisboa*. LISBOA. pp. 8-60

SILVA, M. O. (1984) - Hidrogeologia do Algarve Oriental. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Geologia pela *Univ de Lisboa*. LISBOA. pp. 60-71

SIMÕES, M. M. M. (1990) - Inventário da informação Geológica e Hidrogeológica das bacias cenozóicas do Tejo-Sado e Alvalade. Trabalho de síntese sobre tema relacionado com o Programa da Disciplina de Hidrogeologia nos termos da alínea b) do n° 2 do Art° 58° do ECDU. *Univ. Nova de Lisboa (FCT)*. LISBOA. 96 p.

SIMMERS, I. (1987) - Estimation of Natural Groundwater Recharge. *NATO ASI Series*. HOLLAND. Vol. 222, 510 p..

- SMITH, G., M., (1847) - On the age of the tertiary beds of the Tagus with a catalogue of the fossils. *Quart. Journ. Geol. Soc. of London*. LONDON. Vol. III, pp. 410-423
- SOBREIRA, F. G. (1995) - Estudo geoambiental do concelho de Sesimbra. Dissertação apresentada à universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia na especialidade Geologia Económica e do Ambiente. Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências (UL). LISBOA. 345 p.
- SOUILLÉ-MARSCHE, I., (1978) - Contributions à la paléontologie du Miocène moyen continental du bassin du Tage. IV-Charophytes-Póvoa de Santarém, Pero Filho e Tremês. *Ciênc. da Terra FCT/UNL*. LISBOA. Nº 4, pp. 9-102, 102, 2 fig, 1 pl.
- TABORDA, J.F.R. (?) - Apontamentos de probabilidades e estatística. *Faculdade de Ciências e Tecnologia* (UNL). LISBOA. Vol. 1 e Vol. 2.
- TEIXEIRA, C. (1944) - Sequoia fóssil do Cenozóico português. *Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc.*.PORTO. 2ª série, nº XXXIII, pp.17-20, 1 est.
- (1946) - Revisão da flora fóssil de Azambuja. *Bol. Mus. Min. Geol. Univ. Lisboa*. LISBOA. Nº 14, 4ª série, pp. 121-134
- (1947) - Flora pliocénica de Montijo. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T. XXVIII, pp. 213-216, est. I-II
- (1948) - Flora fóssil de Archino (Alenquer). *Bol. Soc. Port. Ciênc. Nat.* LISBOA. Vol. XVI, fasc. 1, pp. 71-74
- (1948) - Flora de Senhora da Saúde, Santarém. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXVIII
- (1949) - Flora fóssil do Pliocénico do Alfeite. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXX, pp. 43-58, 5 est.
- (1952) - Flora fóssil do Pliocénico de Vale de Santarém. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXXIII, pp. 51-64 est. I-XV
- (1952) - Flora fóssil das argilas de Vale de Carros (Alpiarça). *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXXIII, pp.11-14, 2 est.
- (1952) - Flora fóssil do Miocénico de Esbarrondadoiro, Odívetas. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXXIII, pp. 93-97, 1 fig.,1 est.
- (1966) - A evolução do território Português no decurso dos tempos geológicos. *Palestra*, vol.28, pp.111-157 LISBOA
- (1973) - Quelques cônes de pin fossiles du Miocène portugais. *Bol. Soc. Geol. Portugal*. LISBOA. Vol. XVIII, pp. 151-154, pl.I-IV
- (1973) - *Oreodaphne Heeri* Goud. Une nouvelle espèce fossile du Pliocène de Rio Maior. *Bol. Soc. Geol. Portugal*. LISBOA. Vol. XVIII, fasc. II-III, pp. 147-

150, pl. I-III.

(1979) - Plio-Plistocénico de Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.65, pp. 35-46

TEIXEIRA, C.; GONÇALVES, F. (1980) - Introdução à Geologia de Portugal. *Inst. Nac. de Inv. Científica*. LISBOA. 479 pp.

TEIXEIRA, C.; ZBYZEWSKI, G. (1954) - Contribution à l'étude du littoral pliocène au Portugal. *C. R. Congr. Géol. Int. Argel. 1952* ARGEL. Fasc. XIII, pp. 275-284, 1 fig.

TEIXEIRA DUARTE, R. (1943) - Estudo Hidrogeológico do Pliocénico da Península de Setúbal. Relatório. *TEIXEIRA DUARTE*. LISBOA.

THOMPSON, B. (1944) - Oil prospects in Portugal. *Journ. Inst. Petroleum*, 30, Nº 252, pp. 370-394

(1952) - Pesquisas de petróleo em Portugal (tadução do trabalho anterior). *Estudos Notas e Trab. do Serv. de Fom. Min.*. Vol. VII, fasc. nº 2

TRUC, G. (1977) - Contributions à la Paléontologie du Miocène moyen continental du bassin du Tage. I-Quelques mollusques-Pero Filho, Póvoa de Santarém, Sítio do Mirante. *Ciênc. da Terra. FCT/UNL*. LISBOA. Nº 3, pp.121-127.

VASCONCELLOS, A. M. (1942) - Duas sondagens no Gôlfo do Tejo. *Técnica. Rev. de Eng^a dos Alunos do I.S.T.* LISBOA. Nº 129, pp. 891-895

VANDELLI, A. A. (1831) - Aditamentos ou notas à memória geognóstica, ou golpe de vista do perfil das estratificações das diferentes rochas que compõem os terrenos desde a Serra de Cintra até a de Arrábida. *História e Memórias da Academia Real das Sc. de Lisboa*. LISBOA. T.II, parte I, pp. 281-306, pl. 1-5

VÁRIOS (1980) - Étude des eaux souterraines de la Péninsule de Setúbal. *PNUD/POR/77/015*. LISBOA.

VERA, C. F. L. (1977) - Hidrogeologia regional de la cuenca del rio Jarama en los Alrededores de Madrid. *Mem. del Instituto Geologico Y Minero de España*. MADRID. Tomo 91. 226 p.

ZBYZEWSKI, G. (1939) - Essai sur l'hydrologie du bassin du Sado. *Rev. Geog. Phy. et de Geol. Dynamique*. PARIS. Vol. XII, fasc. 3, pp. 405-426, 9 fig., 1 est., 1 mapa

(1940) - Contribution à l'étude du littoral quaternaire du Portugal. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc.*. PORTO. Nº XV, 50 p., 13 fig.

(1941) - Les problèmes du Néogène continental de la basse vallée du Tage. *XVI-Cong. da Ass. Esp. para o Progresso das Ciências*. SARAGOÇA. 1 sep, p.25.

(1941) - Elementos novos para o estudo do Quaternário do Vale do Tejo. *Actas*

do *I Congresso Nacional de Ciências Naturais*. LISBOA. Livro III.

(1943) - La classification du Paléolithique ancien et la chronologie du Quaternaire du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*. PORTO. Vol. II, fasc. 2-3, pp. 1-111, 31 fig., 1 quad., 11 est..

(1943) - Une reconnaissance géologique dans la région de Rio Maior. L'âge des lignitos du gisements d'Espadanal. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXIV, 156 p., 2 mapas, 1 est.

(1943) - Les Eléphants quaternaires du Portugal. *Com. Serv. Geol. de Portugal*. LISBOA. T.XXIV, pp. 71-89, 4 est.

(1943) - Eléments pour servir à l'étude du Pliocène marin au Sud do Tage. La faune des Couches supérieures d'Alfeite. *Com. Serv. Geol. Portugal*. T.XXIV, pp. 125-156, 5 est. 2 quad., 3 mapas.

(1946) - Étude géologique de la région d'Alpiarça. *Com. dos Serv. Geol. Portugal*. T.XXVII

(1947) - Étude géologique de la région d'Almeirim. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T. XXVII

(1947) - Découverte d'un rostre de grand pristis dans l'Helvétien de Lisbonne. *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*. PORTO. Vol. VI-fasc.III.

(1948) - Note sur l'existence au Portugal d'une tectonique salifère pliocène. *Las. Ciênc.* MADRID. Ano XIII, nº 1, 23 p., 15 fig..

(1949) - Les vertébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXII, pp. 7-77

(1949) - Contribution à la connaissance du Pliocène portugais. *Com. Serv. Geol. Portugal*. T.XXX, pp. 59-78, 7 est.

(1954) - Étude géologique de la région de Santarém. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T.XXXV, pp. 193-225, 11 pl., 1 corte.

(1954) - L'Aquitanién supérieur de Lisbonne et du Ribatejo. *Com. Serv. Geol. Portugal*. LISBOA. T. XXXV, pp. 99-154, 16 pl..

(1958) - Le Quaternaire du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*. _PORTO. Vol. XIII, fasc.I-II, pp. 1-227

(1961) - Les rapports entre les milieux miocènes marins et continentaux du Portugal. *Com. do Colóquio do Neogénico Mediterrânico*, Sabadell-Madrid, 10 Set.1961. *Publ. nos Cursos y Conferencias IX, 1964. Inst. Lucas Mallada*. ESPANHA. pp. 103-108.

(1964) - Les rapports entre les milieux miocènes marins et continentaux au

Portugal. *Cursillos y conferencias, Inst. Lucas Mallada* MADRID. N° IX, pp. 103-108.

(1967) - Le mastodonte du Pliocène de Santarém. *Com. Serv. Geol. Portugal.* LISBOA. T.LII, pp. 11-15, 3 est..

(1977) - Três ossos de vertebrados quaternários. *Com. Serv. Geol. Portugal.* LISBOA. T. LXI, pp. 191-194.